JAHRBUCH

der

Astronomie und Geophysik.

Enthaltend die wichtigsten Fortschritte auf den Gebieten

der

Astrophysik, Meteorologie und physikalischen Erdkunde.

Unter Mitwirkung von Fachmännern

herausgegeben

von

Dr. Hermann J. Klein.

VIII. Jahrgang 1897.

Mit fünf Tafeln in Schwarz- und Chromodruck.

EDUARD HEINRICH MAYER

Verlagsbuchhandlung

Leipzig 1898.

Inhaltsübersicht.

Geophysik.

Verzeichnis der Tafeln.

Astrophysik.

Die Sonne.

Sonnenstatistik 1896. Die Relativzahlen der Sonnenflecke für das Jahr 1896 sind von A. Wolfer festgestellt worden[1]), auf Grund der Aufzeichnungen in Zürich und an elf andern Orten. Die nachstehende Tabelle enthält die monatlichen Fleckenstände, und zwar bezeichnet m die Zahl der fleckenfreien Tage, n die Zahl der Beobachtungstage und r die mittlere Relativzahl.

1896	m	n	r
Januar	0	31	29.0
Februar	0	29	57.4
März	0	31	52.0
April	3	30	43.8
Mai	1	31	27 7
Juni	0	30	49.0
Juli	0	31	45.0
August	2	31	27.2
September	0	30	61.3
Oktober	1	31	28 4
November	0	30	38.0
Dezember	0	31	42.6
Jahr	7	366	41.8

Als mittlere beobachtete Relativzahl für 1896 ergiebt sich daher 41.8, also eine wesentliche Abnahme gegen 1895.

Die Abnahme vollzog sich in Schwankungen, welche drei Gruppen sekundärer Maxima erkennen lassen, die durch vier Perioden relativer Ruhe getrennt erscheinen. »Die mittlern Epochen, sowohl der erstern als der letztern, stehen um je nahe gleiche

[1]) Astron. Mitteilungen Nr. 88. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich. 42. Juni 1897. p. 259 u. ff.

Zeiträume von ca. vier Rotationsperioden voneinander ab, und eine gewisse gesetzmässige Folge ist also darin nicht zu verkennen; aber schon die Vergleichung dieser Verhältnisse mit den entsprechenden des Jahres 1895 zeigt, dass sie von diesen wesentlich verschieden sind, und dass somit aus ihnen keineswegs etwa auf das dauernde Bestehen einer Unterperiode von ungefähr vier Rotationen Dauer zu schliessen ist. Alle drei Maxima haben ersichtlich längere Zeit angedauert, indem jedes derselben sich durch mehrere aufeinanderfolgende Rotationen hindurch verfolgen lässt, und zwar zeigt sich in allen drei Fällen die auch für 1895 hervorgehobene charakteristische Thatsache, dass je während der ganzen Dauer der gesteigerten Thätigkeit die für die Fleckenbildung erforderlichen Bedingungen sich in ganz ausgesprochener Weise vorwiegend auf einem begrenzten Gebiete der Sonnenoberfläche, d. h. auf einem bestimmten Teile der Fleckenzonen vorfanden und erhielten, auf dem übrigen, diametral gegenüberliegenden Teile dagegen in weit geringerem Masse vorhanden waren oder fast ganz fehlten. Ob zwischen diesen drei Gebieten grösster Fleckenthätigkeit unter sich nähere Beziehungen, vielleicht teilweise Übereinstimmungen bestanden, wofür in der That die obige graphische Darstellung der Fleckenkurve einige Anhaltspunkte zu bieten scheint, lässt sich durch diese blosse Statistik aus Gründen, die oben angegeben worden sind, nicht mit Sicherheit entscheiden, sondern bleibt der wirklichen Ortsbestimmung der Thätigkeitszentren vorbehalten.«

Die Thätigkeit auf der Sonne 1887—1889 ist von Prof. Wolfer in Zürich beobachtet und diskutiert worden[1]). Er kommt zu folgenden Ergebnissen:

»Die sogenannten Thätigkeitsbezirke auf der Sonnenoberfläche sind durch die Hinzuziehung der Fackeln weit deutlicher und andauernder bezeichnet, als durch die Flecken allein, insofern die erstern ein solches Thätigkeitsgebiet sehr häufig auch dann als fortbestehend erkennen lassen, wenn es zeitweise nicht mit Flecken, sondern nur mit Fackeln besetzt ist. Diese letztern stellen so in manchen Fällen eine Verbindung zwischen sonst getrennten Perioden von Fleckenbildung an derselben Stelle her, und hieran schliesst sich unmittelbar die Thatsache, dass derart bezeichnete Thätigkeitsgebiete sich oft durch viele aufeinanderfolgende Rotationen hindurch an derselben Stelle der Sonne verfolgen lassen. Da indessen die einzelnen Fackeln einer Gruppe mannigfaltigen Veränderungen in Form und Anordnung unterliegen, so ist jene Dauer weniger den Fackelgebilden selbst, als der Ursache zuzuschreiben, die sie entstehen lässt, und diese Ursache scheint demnach eine wesentlich beständigere zu sein als diejenige der Fleckenbildung.

---

[1]) Publikationen der Sternwarte des Eidgen. Polytechnikums zu Zürich. 1. Zürich 1897.

Der grösste Teil dieser Thätigkeitsgebiete gehört einer in der nächsten Nähe des Sonnenäquators liegenden Zone an, die sich zu dessen beiden Seiten auf eine Breite von ca. $\pm 20^{\circ}$ erstreckt, wie es zur Zeit, die einem Thätigkeitsminimum unmittelbar vorangeht, der Fall zu sein pflegt. Erst in den spätern Rotationen (von Mitte 1889 an), also zur Zeit des Minimums, treten in höhern Breiten neue Fackel- und Fleckengruppen auf, die als die ersten Anzeichen der neu beginnenden Thätigkeitsperiode anzusehen sind. Ausserdem bemerkt man dann und wann kleine Fackeln gruppenweise in sehr hohen Breiten von 70—80°; jedoch ist ihre Form stets diejenige kleiner runder heller Punkte von etwa 10″ Durchmesser, und sie bilden niemals zusammenhängende Komplexe, wie jene der Äquatorealgegend.

Von der Zone der Flecken und Fackeln trennt sich deutlich ab diejenige der Wasserstoffprotuberanzen, deren weit überwiegende Mehrzahl, wie auch längst aus der Statistik ihrer heliographischen Breiten bekannt ist, ausserhalb der Flecken- und Fackelzonen auftritt, und zwar der Hauptsache nach in zwei zum Äquator symmetrischen Gürteln, die sich nördlich und südlich je von etwa 20—60° Breite erstrecken, ohne dass jedoch die Äquatorealgegend von Wasserstoffprotuberanzen ganz frei wäre; kleine Protuberanzen findet man übrigens in manchen Rotationen bis in die Nähe der Pole hinauf.

Es ist sofort zu sehen, dass auch die Protuberanzen an manchen Stellen sich zu grössern Gruppen zusammendrängen, und dass solche Gruppierungen an einer und derselben Stelle sich durch mehrere Rotationen hindurch verfolgen lassen. Da die Veränderlichkeit der Protuberanzformen — auch bei den gewöhnlichen Wasserstoffprotuberanzen — im allgemeinen wenigstens ebenso gross ist als diejenige der Fackeln, so wird auch hier die sich geltend machende Beständigkeit eher den Entstehungsbedingungen als den einzelnen Protuberanzen selbst zuzuschreiben sein.

Charakteristisch ist, dass gerade die umfangreichsten und dichtesten Fackelkomplexe keine oder nur wenige Wasserstoffprotuberanzen enthalten, und dass metallische Protuberanzen in solchen Komplexen nur dann auftreten, wenn dort zugleich Flecken vorhanden sind. Umgekehrt fehlen gerade in den dichtesten Ansammlungen grosser Protuberanzen, auch wenn sie in der Nähe der Äquatorgegend, also der damaligen Flecken- und Fackelzone liegen, Fackelbildungen ganz oder sind doch nur in geringem Masse vorhanden. An eine unmittelbare nahe Beziehung oder gar Identität von Fackeln und Protuberanzen zu denken, ist also vollständig ausgeschlossen. Wohl aber bemerkt man häufig, dass in der Nähe von grossen Fackelgruppen unter ungefähr denselben Längengraden in den entsprechenden Teilen der Protuberanzenzonen auch sehr grosse und zahlreiche Protuberanzen auftreten, und hier scheint eine Beziehung der beiden Thätigkeitsformen angedeutet.«

Die Wilson'sche Theorie der Sonnenflecke. Nach dieser früher von W. Herschel und Arago adoptierten Theorie sind die Sonnenflecke trichterförmige Vertiefungen der Sonnenoberfläche, und die Penumbra ist nichts anderes als die schräge Wand des Trichters. Unter dieser Annahme muss die Penumbra bei Annäherung des Fleckes an den Sonnenrand gewisse optische Verschiebungen zeigen, deren Vorhandensein in der That von Wilson und Herschel behauptet, von neuern Beobachtern, besonders von Spörer, bestritten wurde. Prof. Riccò hielt es daher für angezeigt, die lange Reihe unter sehr günstigen Luftverhältnissen ausgeführter Zeichnungen der Sonnenflecke, die ihm zur Verfügung stand, einer strengen, statistischen Prüfung zu unterziehen [1]), und zwar beschränkte er sich auf die von ihm selbst ausgeführten Beobachtungen und Zeichnungen, die er 1880—1890 in Palermo und 1892 in Catania gemacht hat, unter Ausschluss der vom Jahre 1880, wo ihm noch die spätere Erfahrung und Übung fehlte.

Die Sonnenbeobachtungen sind an 3451 Tagen angestellt und dabei 17456 vollständige Flecke gezeichnet worden; unter diesen waren jedoch nur 3324 neue oder in den einzelnen Rotationsepochen verschiedene. Gewöhnlich hat man an diesen Flecken den Aufgang und den Untergang am Ost-, bezw. Westrande der Sonne beobachtet, unter welchen Umständen man, wenn die Wilson'sche Theorie richtig ist, den Hof des Fleckes schmäler oder auch ganz fehlend beobachten und zeichnen musste an der Seite des Fleckes, die vom Sonnenrande entfernter ist. Bei dieser Untersuchung jedoch mussten alle Flecke von unregelmässiger Gestalt ausgeschlossen werden; es wurden daher alle Flecke bei Seite gelassen, welche keine runden Höfe und Kerne besassen, bei denen letztere nicht gut zentriert waren, wenn sie sich der Mitte der Sonnenscheibe nahe befanden, und die nicht in den andern Stellungen elliptisch und zu ihrem Meridian symmetrisch waren.

Nachdem diese Auswahl streng durchgeführt worden, reduzierte sich die Anzahl der Zeichnungen, die zu der vorliegenden Untersuchung verwendet werden konnten, aus den elf Jahren auf 185. In einer Tabelle sind nun für jedes Jahr die Flecke angegeben, deren Hof nach dem Sonnenrande hin weiter war, ferner die, deren Höfe am Rande schmäler waren, und die, welche beiderseits gleiche Höfe hatten. Mit Ausnahme des Jahres 1888, das dem Fleckenminimum nahe war und nur einen regelmässigen Fleck gezeigt hatte, findet man nun in allen Jahren eine grössere Zahl von Flecken, welche am Sonnenrande ein der Wilson'schen Theorie entsprechendes Aussehen darboten (131), nur wenige, die sich der Theorie entgegengesetzt verhielten (18) (in vier Jahren fehlten solche Flecke gänzlich), während 36 ein indifferentes Aussehen darboten. Die

[1]) Rendiconti Reale Accademia dei Lincei 1897. [5] 6. (1). p. 202.

überwiegend grösste Zahl der Flecke zeigt somit ein Verhalten, das der Perspektive einer Vertiefung entspricht.

Dazu kommt noch, dass die Zahl der Fälle nicht unwesentlich ist, in denen der Hof in den dem Sonnenrande sehr nahen Flecken an einer Seite vollständig fehlte, ganz in Übereinstimmung mit der perspektivischen Wirkung. Unter den 185 regelmässigen Flecken zeigten 23 ein solches Fehlen des Hofes an der dem Rande abgekehrten Seite und nur einer ein entgegengesetztes Verhalten, doch war bei diesem der Hof beiderseits auf ein Minimum reduziert. Dieses Verhalten dürfte kaum ein zufälliges sein, und aus ihm kann in Übereinstimmung mit dem frühern Ergebnisse der Schluss gezogen werden: »die Flecke zeigten sehr nahe den Sonnenrändern eine Perspektive, wie wenn sie Vertiefungen wären.«

Beobachtet man den auf eine verschwindende Breite reduzierten Hof eines Fleckes, so kann man leicht die Tiefe seines Kernes berechnen; denn, wenn der äussere Umfang des Hofes mit dem Kerne verbunden die konische Neigung der Vertiefung giebt, so fällt in dem Falle, wo der Hof verschwindet, diese Neigung mit der Gesichtslinie des Beobachters zusammen, und ihre Neigung zum Sonnenradius ergiebt sich aus der heliozentrischen Breite. Aus dem Mittel der 23 Beobachtungen von Flecken mit einseitig verschwundenem Hofe berechnete Riccò die Tiefe der Flecke zu 16 % der Breite des Hofes, und wenn man diesen für einen grossen Fleck dem Erdradius (6366 *km*) gleich setzt, wird die Tiefe des Kernes ungefähr tausend Kilometer (1037 *km*). Es lässt sich aber wohl annehmen, dass man den Moment des Zusammenfallens der Gesichtslinie mit der Neigung des Hofes nicht genau beobachtet, und dass daher die Tiefe etwas kleiner sein muss.

Schliesslich führt Riccò zu Gunsten der Wilson'schen Theorie an, dass er, ebenso wie ältere Beobachter, eine deutliche Depression oder einen Einschnitt am Sonnenrande wahrgenommen, wenn grosse Flecken den Rand erreichten; ferner, dass Flecken vorkommen, in denen leuchtende Zungen, die von der Photosphäre ausgehen, den Hof und den Kern durchsetzen, was schwer begreiflich wäre, wenn die Flecken dunkle Wolken wären [1]).

Übrigens wird das Vorhandensein einer Depression oder eines Einschnittes am Sonnenrande, wenn ein Fleck im Rande selbst steht, von Spörer entschieden bestritten, jedenfalls ist diese Erscheinung so überaus selten, dass sie kaum zur Stütze der Wilson'schen Theorie dienen kann.

Sauerstoff in der Sonne. Zu den auf der Erde verbreitetsten chemischen Elementen, die man spektroskopisch auf der Sonne vergeblich gesucht hat, gehört der Sauerstoff. Zwar zeigt das Sonnenspektrum zahlreiche dunkle Linien, die dem Sauerstoffspektrum an-

---

[1]) Naturwissenschaftliche Rundschau 1897. Nr. 26.

gehören. Indessen haben die Beobachtungen von L. Becker, McClean, G. Müller u. a. erwiesen, dass diese Linien durch die Absorption des Sonnenlichtes in der Erdatmosphäre hervorgebracht werden. Namentlich hat noch Janssen bei seinen Beobachtungen auf dem Montblanc-Observatorium konstatiert, dass die Anzahl der Linienpaare des Sauerstoffbandes *B* mit zunehmender Höhe des Beobachtungsortes geringer wird, dass sie nahezu proportional ist dem Atmosphärendruck. Sodann hat Dunèr am Ost- und Westrande der Sonne keine Spur von Verdoppelungen der Sauerstofflinien bemerkt, obwohl solche eintreten müssten, da die eigentlichen Sonnenlinien wegen der Sonnenrotation gegen die tellurischen Linien sich verschieben.

Ebensowenig konnten bisher helle Linien im Sonnenspektrum gefunden werden, die dem Sauerstoff zuzuschreiben wären. Was vor 18 Jahren H. Draper für solche Linien hielt, war bei stärkerer Dispersion als helle Zwischenräume zwischen den Fraunhofer'schen Linien zu erkennen.

Unbestätigt ist ferner die Ansicht von A. Schuster (1877), dass vier Sauerstofflinien, die bei niedriger Temperatur auftreten, im Sonnenspektrum identifiziert werden können oder, besser gesagt, die vermuteten Koinzidenzen können als zufällig betrachtet werden, da an den betreffenden Spektralstellen mehrere Sonnenlinien in den Raum der breiten Sauerstofflinien fallen. Zwei dieser Linien glaubt Young im Chromosphärenspektrum der Sonne gefunden zu haben.

Ein ganz abweichendes Spektrum zeigt der Sauerstoff in Vakuumröhren. Nur ist in den brechbarern Regionen die Identifizierung der Sauerstofflinien mit Sonnenlinien wegen der grossen Anzahl der letztern ohne Beweiskraft. Dagegen fällt eine schon von Piazzi Smyth entdeckte Linie bei 777.5 $\mu\mu$ in eine sehr linienarme Region des Sonnenspektrums. C. Runge und F. Paschen haben neuerdings gefunden[1]), dass diese Linie dreifach ist; am kräftigsten von den drei Komponenten erscheint die brechbarste, am schwächsten die am wenigsten brechbare. In Higgs' photographischem Atlas des normalen Sonnenspektrums liegen zwischen 775 und 780 $\mu\mu$ nur acht Linien, von denen drei so gut wie vollständig mit dem Sauerstoffdrillinge zusammenfallen und auch in bezug auf die Intensität mit dessen Komponenten übereinstimmen.

	Sauerstoff (Vakuumröhre)	Mittl. Fehler	Higgs' norm. Sonnenspektrum
a)	777.226 $\mu\mu$	0.007 $\mu\mu$	777.220 $\mu\mu$
b)	777.430	} 0.015	777.443
c)	777.597		777.562

Die Wellenlängen von b) und c) sind weniger genau, weil die Linien für starke Dispersion zu schwach waren, und deshalb mit geringer Dispersion die Mitte zwischen a) und b) gemessen wurde.

[1]) Astrophysical Journal 1896. 4. p. 317.

Diese liegt bei 777.513 und in der Sonne bei 777.502, der Unterschied ist analog, wenn auch etwas grösser wie bei der Komponente a). Im Sonnenspektrum sind sodann die nächsten Linien bei 776.1 und 778.1 gelegen; jene Koinzidenz der Sauerstofflinien ist also sehr auffällig. Ein Zufall wird daher als recht unwahrscheinlich betrachtet werden können.

Zu beweisen wäre aber noch, dass die Linien im Spektrum der Erdatmosphäre nicht vorkommen. Nun hat F. McClean das Aussehen der drei Linien auf seinen photographischen Aufnahmen des Sonnenspektrums bei hohem und tiefem Sonnenstande verglichen. Es scheint aber keine Abhängigkeit von der Höhe der Sonne über dem Horizonte zu existieren, während bekanntlich die tellurischen Linien sich stark verändern mit wechselndem Zenithabstande der Sonne.

»Es bleibt aber noch ein Zweifel übrig. Die drei Linien könnten ihren Ursprung in den obersten Schichten unserer Atmosphäre haben, deren Spektrum ganz wohl abweichen kann von dem der untern Schichten. In diesem Falle würde ein hoher oder niedriger Stand der Sonne keinen grossen Unterschied in der Dicke der von den Strahlen durchlaufenen Schichten ausmachen. Ein sicherer Beweis für einen wirklichen solaren Ursprung der drei Linien ist nur durch die Bestimmung ihrer Verschiebungen am Ost- und Westrande der Sonne zu erbringen.« Die Verfasser sprechen die Hoffnung aus, dass ein mit genügenden instrumentellen Hilfsmitteln ausgerüsteter Beobachter es unternehme, diese Frage zu entscheiden.

Versuche zum Nachweis einer elektrodynamischen Strahlung der Sonne haben J. Wilsing und J. Scheiner angestellt[1]). Es wurden dabei statt des Bolometers oder der Thermosäule die Widerstandsänderung loser Kontakte benutzt, deren grosse Empfindlichkeit gegen elektrische Schwingungen früher nachgewiesen war. Der Apparat bestand aus einem mehrere Millimeter dicken und einige Centimeter langen Stahldrahte, der, lose über zwei ähnliche Stahldrähte gelegt, den Stromkreis schloss; der Widerstand an den Berührungsstellen, welcher meist mehrere Tausend Ohm betrug, wurde durch die Schwingungen vermindert, und zwar genügte die Energie der Oszillationen, welche durch den Entladungsfunken eines kleinen, nur 10 *cm* langen Induktoriums zwischen zwei Metallkugeln von 3 *mm* Durchmesser erregt werden, um den Widerstand auf wenige Ohm herabzudrücken. Nach Ablauf der Schwingungen erweist sich bekanntlich die Widerstandsverminderung als eine dauernde und wird erst durch eine kleine Erschütterung der Drähte beseitigt. Nicht nur die grosse Empfindlichkeit dieser Methode, sondern auch eine noch nicht bekannte Beziehung zwischen der Energie der

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3386.

Schwingungen und dem Betrage der Widerstandsverminderung waren für die Wahl dieser Methode bestimmend.

Eine wesentliche Bedingung bei diesen Messungen, die sonst ähnlich wie die bolometrischen und thermoelektrischen ausgeführt werden konnten, war noch zu erfüllen, nämlich die Sonderung der unbekannten Strahlen von den Wärme- und Lichtstrahlen der Sonne, die den Widerstand gleichfalls beeinflussen und mechanische Änderungen der Drähte hervorrufen, die sehr störend wirken mussten. Zur Abhaltung der Licht- und Wärmestrahlen wurde ein Blatt mattschwarzes Papier benutzt, welches vom Heliostaten keine Wirkung auf eine sehr empfindliche Thermosäule gelangen liess, somit eine nahezu vollkommene Absorption der Wärmestrahlen veranlasste, während die elektrodynamischen Strahlen durch dasselbe hindurchgingen.

Die Versuchsreihen, welche an acht verschiedenen Tagen angestellt wurden, zeigten jedoch, dass sich das Vorhandensein einer Sonnenstrahlung, welche den Papierschirm zu durchdringen vermochte, nicht erkennen liess. »Hieraus folgt als positives Ergebnis, dass die Energie der elektrodynamischen Sonnenstrahlung an der Oberfläche der Erde nicht mit der Energie der Schwingungen verglichen werden kann, welche durch den Übergang des Funkens in den kleinen, von der Brücke mehrere Meter entfernten Metallkugeln erzeugt wurden. Doch möge daran erinnert werden, dass dieser Schluss nur für denjenigen Teil der Strahlung gilt, welcher die Atmosphäre durchdringen kann; über die Energie der Strahlung im Weltenraume vermögen diese Versuche nichts auszusagen.«

Die totale Sonnenfinsternis vom 9. August 1896 ist von G. Deslandres auf der Insel Yezo beobachtet worden[1]). Es konnten infolge von Bewölkung nur einige Reihen von Momentphotographien erhalten werden. Diese Bilder zeigen einen am innern Rande verschwommenen Coronaring, der mehr als einen Sonnenhalbmesser breit ist und aussen fast keine charakteristische Strahlen aussendet; man bemerkt nur undeutliche Fortsätze in den Richtungen NW, NO und SW. Sehr gut zeigen die Bilder die allgemeine Verteilung des Lichtes in der Corona; man bemerkt an den Polen und besonders am Nordpole die deutliche Abnahme des Lichtes, welche von den Engländern als Spalt (rift) bezeichnet wird. In dieser Beziehung unterscheidet sich die Corona von der des Jahres 1893, welche einem Fleckenmaximum entsprach, während 1896 die Flecken schon bedeutend abgenommen hatten. Berücksichtigt man frühere Erscheinungen der Corona, so findet man in der Phase der abnehmenden Flecke gleichfalls diesen breiten Spalt, und zwar ist er um so breiter, je weiter die Beobachtungszeit vom Fleckenmaximum entfernt ist; dies zeigten deutlich die Coronen von 1886, 1875 und 1851.

[1]) Compt. rend. **123**. p. 978.

»Die Finsternis von 1896 bestätigt somit ein bereits durch die frühern Finsternisse in gewissem Grade angedeutetes Gesetz, nach welchem die periodischen Änderungen der Flecke, welchen die Protuberanzen folgen, sich auch auf die Corona erstrecken und somit auf die ganze Sonnenatmosphäre.«

Planeten.

Planetoidenentdeckungen 1896. Nach der Zusammenstellung von Paul Lehmann[1]) sind folgende Planeten aus der Gruppe zwischen Mars und Jupiter 1896 entdeckt worden:

(409)	CE	1895	Dezember	9	von	Charlois, Nizza
(410)	CH	1896	Januar	7	»	» »
(411)	CJ	»	»	7	»	» »
(412)	Elisabetha	»	»	7	»	Wolf, Heidelberg
(413)	Edburga	»	»	7	»	» »
(414)	CN	»	»	16	»	Charlois, Nizza
(415)	CO	»	Februar	7	»	Wolf, Heidelberg
(416)	CS	»	Mai	4	»	Charlois, Nizza
(417)	CT	»	»	6	»	Wolf, Heidelberg
(418)	CV	»	September	3	»	» »
(419)	CW	»	»	3	»	» »
(420)	Bertholda	»	»	3	»	» »
(421)	Zähringia	»	»	3	»	» »
(422)	DA	»	Oktober	8	»	Witt, Berlin
(423)	DB	»	Dezember	7	»	Charlois, Nizza.

Ausserdem wurden noch als vermutlich neue aufgefunden die Planeten CP, CQ, CR, CU, CX, DC, DD, DE und DF, von denen jedoch die fünf erstgenannten nur je ein- oder zweimal beobachtet sind. Unter den bis dahin nur mit Nummern und Buchstaben bezeichneten Planeten sind folgende Benennungen zu verzeichnen: (314) Rosalia, (316) Goberta, (318) Magdalena, (319) Leona, (321) Florentina, (324) Bamberga, (330) Adalberta, (331) Etheridgea, (336) Lacadiera, (337) Devosa, (338) Budrosa, (340) Eduarda, (341) California, (342) Endymion, (343) Ostara, (344) Desiderata, (345) Tercidina, (346) Hermentaria, (347) Pariana, (351) Yrsa, (352) Gisela, (385) Ilmatar und (391) Ingeborg.

Die Hauptelemente, welche für die Bahnen der neuen Planeten ermittelt wurden, lauten:

	Ω	ι	φ	a	Berechner
(409)	242°35.8′	11°14.4′	4° 0.3′	2.58	Kromm
(410)	96 24.9	9 32.9	12 30.1	2.83	Berberich
(411)	108 7.9	19 26.4	13 36.6	2.89	»
(412)	106 42.6	13 51.8	2 9.7	2.76	»
(413)	105 2.2	18 31.6	18 48.0	2.55	»
(414)	113 58.6	10 11.4	9 22.4	3.55	»
(415)	126 0.7	7 1.3	15 52.0	2.70	»
(416)	58 17.5	13 4.3	12 34.8	2.81	Charlois

[1]) Vierteljahrsschrift der Astron. Gesellschaft. **32.** p. 53.

	Ω	ι	φ	α	Berechner
(417)	199 48.6	6 31.8	7 26.2	2.80	Berberich
(418)	248 59 9	6 48.5	7 1.3	2.60	»
(419)	230 9.3	3 58.0	15 28 5	2.61	Arndt
(420)	246 59.9	6 39.8	2 24.0	3.41	Berberich
(421)	187 53 9	7 53.1	17 24.3	2.56	»
(422)	8 43.0	4 57.2	12 17.3	2.22	»
(423)	70 12.6	11 16.4	2 32.6	3.06	»

Es zeichnen sich hiernach aus

1. durch zeitweise grosse Annäherung an die Erde

(413)	mit $\Delta = 0.83$	zur Oppositionszeit	September	17
(415)	» $\Delta = 0.99$	» »	Dezember	5
(419)	» $\Delta = 0.90$	» »	Juni	19
(421)	» $\Delta = 0.81$	» »	Oktober	27
(422)	» $\Delta = 0.74$	» »	September	5

2. durch zeitweise grosse Annäherung an Jupiter

(411) mit $\Delta_0 = 1.74$
(414) » $\Delta_0 = 1.60$
(420) » $\Delta_0 = 1.74$

wo Δ_0 die kleinste Entfernung vom Jupiter, welche der Planet in seinem Aphel erreichen kann, bedeutet.

Von Ähnlichkeiten der Bahnelemente führt Verf. folgende als die bemerkenswertern an:

	Ω	ι	φ	α
(417)	Ω = 199°.8	ι = 6°.5	φ = 7°.4	α = 2.80
(74)	197 .7	4 .0	13 .7	2.78
(419)	Ω = 230 .2	ι = 4 .0	φ = 15 .5	α = 2.61
(310)	230 .6	3 .1	6 .7	2.76
(422)	Ω = 8 .7	ι = 5 .0	φ = 12 .3	α = 2.22
(298)	8 .1	6 .3	5 .5	2.26
(302)	7 .9	3 .4	6 .6	2.42

Merkur. Auf der Manora-Sternwarte ist der Planet Merkur von L. Brenner 1896 anhaltend beobachtet worden[1]). Es gelang dem Beobachter nicht, die dunkle Seite des Planeten zu erkennen, dagegen sah er auf der Merkurscheibe sehr deutliche Flecke. Am 8. August bot sich ihm eine treffliche Gelegenheit, Merkur und Venus miteinander zu vergleichen, da beide im gleichen Gesichtsfelde (bei 98facher Vergrösserung) erschienen. Merkur war im Durchmesser halb so gross als Venus, bleifarbig und sehr blass. Venus dagegen goldgelb und blendend hell. Die Bleifarbe schien Brenner aber nur durch Kontrast hervorgerufen zu sein, denn wenn Merkur allein im Gesichtsfelde steht und stärkere Vergrösserungen angewendet werden, so erscheint seine Farbe crêmeartig. »Die dunkeln Flecke gleichen schwachen, zarten Schatten, die kein Auge auffassen kann, das nicht auch auf der Venus die Flecke mit Sicherheit sieht. Die hellen Flecke sind ebenfalls nur geringe Helligkeitsabstufungen, doch jene an den Polen heller.« L. Brenner giebt eine Anzahl von Zeichnungen der Merkuroberfläche und prüft dieselben in bezug auf

1) Astron. Nachr. Nr. 3387.

Rotation des Planeten. Er sagt: »Auf den ersten Blick bereits müssen zwei Umstände denjenigen stutzig machen, der (gleich mir selbst) die Schiaparelli'sche Rotationsbestimmung für sicher gehalten hat: die Veränderung der Flecke und das unzweifelhafte Vorhandensein von Polarflecken. Beides schliesst eine Rotation von 88 Tagen aus. Die Polarflecke des Merkur waren, wie oben erwähnt, eine sehr augenfällige und unzweifelhafte Erscheinung, die auch von Wonaszek sofort und ohne Schwierigkeit wahrgenommen wurde. Was die Veränderung der Flecke betrifft, so ist dieselbe in jenen Zeichnungen, welche am gleichen Tage aufgenommen wurden, eine ganz unzweifelhafte; aber auch die übrigen Zeichnungen weisen derartige Veränderungen auf, dass dieselben sich weder durch »Verzeichnen«, noch durch »Verkennen« erklären lassen, sondern nur durch wirkliche Veränderung infolge rascher Rotation.«

Einige Zeichnungen zeigen Ähnlichkeit mit Schiaparelli's Merkurkarte von 1890, und Brenner sagt: »Diese Ähnlichkeiten beweisen, dass es dieselben permanenten Flecke sind, welche wir beide gesehen haben, und die sonstigen Abweichungen erklären sich ganz natürlich daraus, dass meine Zeichnungen Momentaufnahmen sind, während die Schiaparelli'sche Karte aus einer Menge Zeichnungen zusammengestellt ist und seine Gesamtbeobachtungen vorstellt. Wie es trotzdem möglich ist, dass Professor Schiaparelli und ich in den Schlüssen aus unsern Beobachtungen nicht übereinstimmen, kann ich deshalb nicht erklären, weil ich eben nur jene Karte, nicht aber die einzelnen Zeichnungen des Mailänder Astronomen kenne, folglich nicht zu beurteilen vermag, ob jene Schlüsse mehr Berechtigung haben als jene, die sich mir aus meinen Beobachtungen aufdrängen.«

Aus Vergleich seiner einzelnen Zeichnungen schliesst Brenner auf eine Rotation des Merkur von 33—35 Stunden Dauer. »Allerdings,« bemerkt er, »darf dabei nicht übersehen werden, dass es durchaus nicht sicher ist, dass die verglichenen Zeichnungen auch wirklich dieselben Flecke enthalten, da eine Ähnlichkeit derselben hier ebenso täuschen könnte, wie sie verschiedene Beobachter bei der Venus getäuscht hat. Wenn es also auch wahrscheinlich ist, dass die Rotation des Merkur in ungefähr 33—35 Stunden erfolgt, so kann eine genauere Bestimmung doch erst nach weitern Beobachtungen erfolgen. So viel aber halte ich für sicher, dass eine Rotation von ungefähr drei Monaten ganz und gar ausgeschlossen ist. Dagegen sprechen die an einzelnen Tagen zweifellos festgestellten Vorwärtsbewegungen der Flecke, das verschiedenartige Aussehen des Planeten zu verschiedenen Zeiten, die unzweifelhaften Polarflecke, sowie der Umstand, dass auch die von Prof. Schiaparelli gesehenen Flecke nicht immer die auf seiner Karte angegebenen Stellungen einnehmen, sondern oft ganz entgegengesetzte.«

Venus. In den Monaten Februar und März 1897 hat Dr. E. Fontseré zu Barcelona an einem vierzölligen Refraktor die

Venus beobachtet und Zeichnungen von Flecken auf ihrer Oberfläche entworfen[1]). Die Luft war fast immer sehr günstig, und die Sichtbarkeitsbedingungen waren vortrefflich. Die Beobachtungen geschahen bei Tage meist an 150facher Vergrösserung, oft war auch die 100fache Vergrösserung besser, ein Okular mit 300facher Vergrösserung wurde nur abends und bisweilen mit wenig Erfolg angewandt. Der Planet wurde anhaltend zu jeder Stunde des Tages beobachtet. Die besten Bilder der Venus erhielt der Beobachter in der Zeit zwischen der Quadratur und dem grössten Glanze des Planeten und glaubt, dass dies durch Zustände auf dem Planeten selbst bedingt sei, da die andern Gestirne nach jener Zeit sich nicht schlechter darstellten. Die Farbe der Venus war im allgemeinen gelb und etwas grünlich, die hellsten Regionen der Scheibe erschienen am wenigsten gefärbt und selbst weiss. Die Pole des Planeten, obgleich stets glänzend, boten nichts dar, was mit den Marspolen verglichen werden könnte. Das südliche Horn der Sichel erschien sehr scharf, und seine hellste Stelle war durch einen dunkeln Streifen von der Lichtgrenze getrennt. Häufig zeigten sich helle Hervorragungen am Rande der Venusscheibe, so besonders am 13. Januar, am 8., 10., 13. und 16. Februar. Besondere Aufmerksamkeit wurde den dunkeln Flecken zugewandt, und unter diesen ist vor allen ein solcher hervorzuheben, der in beinahe sämtlichen Beobachtungen erscheint und nahe dem Südpole an der Lichtgrenze endigte. Diese letztere erschien in der Nähe heller Flecke konvex und in der Nähe dunkler konkav. Die meisten dieser Deformationen, ebenso wie die hellen Punkte auf dem Rande, scheinen durch Irradiation verursacht zu sein. Nach allen Zeichnungen ist zu schliessen, dass Venus während der Beobachtungszeit der Sonne stets die nämliche Seite zugewandt hat. Ihre Rotationsaxe scheint senkrecht zu ihrer Bahnebene zu stehen. Unter diesen Umständen können die hellen Polarflecke nicht ausschliesslich Schneeflecke sein. Bezüglich der Atmosphäre der Venus bemerkt der Beobachter, dass sie merklich die Sichtbarkeit der Oberfläche dieses Planeten beeinflusst, und dass in ihr oft weisse Wolken schwimmen.

P. Lowell hat der Königl. Astr. Ges. in London eine Mitteilung über seine Beobachtungen der Venus zugesandt, die sehr eigentümlich ist[2]). Sie bezieht sich auf seine Beobachtungen in den Monaten August, September und Oktober 1896, aus denen er den Schluss zieht, dass der Planet Venus in der gleichen Zeit um seine Axe rotiert, welche er bedarf, um einen Umlauf um die Sonne auszuführen. Hiernach wendet also Venus der Sonne stets dieselbe Seite zu, wie zuerst Schiaparelli behauptet hat. Die wahrgenommenen Flecke hat Lowell zu einer Karte der Venusscheibe zusammengestellt, in welcher der Nullpunkt der Längengrade demjenigen Meridian

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3430.
[2]) Monthly Notices. 57. Nr. 3. p. 148.

entspricht, welcher von der Sonne gesehen mitten auf der Scheibe steht, wenn Venus im Perihel oder Aphel sich befindet. Die Rotationsaxe der Venus steht nach Lowell's Beobachtungen senkrecht zur Bahnebene, so dass die Sonne also stets über dem Äquator der Venus verweilt. Die von Lowell gesehenen Flecke auf der Scheibe dieses Planeten sind lang und schmal, streifenförmig, ähnlich denen des Mars, aber von einem Aussehen, wie man es von natürlichen Gebilden erwarten kann. Sie sind nicht nur permanent, sondern stets sichtbar, sobald die Luft gut genug ist, um nicht das Detail der Scheibe zu verwischen. Augenscheinlich sind sie daher nicht wolkenartiger Natur, indessen erscheint die ganze Scheibe des Planeten mit allen hellen und dunklen Teilen, nach Lowell's Ausdruck wie erhellt durch eine leuchtende Atmosphäre. Verglichen mit Merkur oder dem Monde ist das Aussehen der Venus so, als offenbare sich dabei das Vorhandensein einer sehr substantiellen Atmosphäre. Messungen des Polar- und Äquatorialdurchmessers bestätigen dies, indem sie im Vergleiche mit Merkur einen sichtbaren Dämmerungsbogen erkennen lassen. Eine bestimmte, von der glänzenden allgemeinen Färbung abweichende Farbe einzelner Teile des Planeten ist nicht zu erkennen. Die Flecke erscheinen strohfarbig, grau und sind vollkommen bestimmt und unverkennbar, so dass sie einen sichern Schluss auf die Rotationsdauer gestatten. Eine deutliche Spur von Polarflecken ist nicht wahrzunehmen, nur einmal sah Lowell etwas ähnliches, doch könnte diese Wahrnehmung auch vollkommen erklärt werden durch die Annahme einer etwas grössern Helligkeit der Oberfläche an jenen Stellen. Die Oberfläche der Venus erscheint gewissermassen tot, wie anscheinend diejenige unseres Mondes. Die Karte der Venus, welche Lowell komponiert hat, ist seiner Abhandlung beigefügt. Der östliche Teil der Scheibe ist von Flecken frei, offenbar weil er der Nachtseite des Planeten angehört.

Lowell hat den einzelnen Flecken Namen gegeben, und zwar folgende:

a) Eros	i) Aeneas regio	q) Somnus regio
b) Psyche regio	j) Anteros regio	r) Cytherea regio
c) Hermione regio	k) Adonis regio	s) Cyprus regio
d) Ashtoreth regio	l) Dione regio	t) Pothos
e) Ashera	m) Paris regio	u) Bilit
f) Anchsies regio	n) Hymenaeus regio	v) Astarte regio
g) Hero regio	o) Hephaestos regio	w) Libentina regio
h) Aphrodite regio	p) Istar	

Die Ergebnisse dieser Beobachtungen der Venus durch Lowell sind sehr unerwartet. Was die Rotationsdauer anbelangt, so stimmen sie, wie schon bemerkt, mit den Wahrnehmungen Schiaparelli's und denjenigen, die auf der Sternwarte zu Nizza gemacht wurden, überein, allein sie sind völlig unvereinbar mit denjenigen Brenner's auf Lussinpiccolo.

L. Brenner ist deshalb den Ausführungen Lowell's entschieden entgegengetreten. Er macht auf zwei Zeichnungen der Venus aufmerksam, von denen die eine von Stuyvaert am 4. März 1892 auf der Brüsseler Sternwarte, die andere von Villinger am 31. Mai 1896 auf der Münchener Sternwarte erhalten wurde[1]). Die in beiden dargestellten dunklen Flecke sind so gut als völlig identisch, was sich mit einer Rotationsdauer von 224.7 Tagen nicht vereinigen lässt. Dazu kommt, dass eine zweite Zeichnung von Villinger, welche $5^1/_2$ Stunden später ausgeführt wurde, eine vollständige Änderung der Flecken erkennen lässt. Brenner findet aus der Zeichnung von Stuyvaert, verglichen mit derjenigen Villinger's unter der Annahme, dass zwischen beiden 1552 volle Rotationen stattgefunden, für die Dauer einer Umdrehung der Venus, $23^h\ 57^m\ 36.4^s$, was so gut wie völlig mit seiner frühern Angabe von $23^h\ 57^m\ 36.2^s$, die auf 14 eigenen Zeichnungen beruht, übereinstimmt. Um so merkwürdiger erschienen ihm die völlig abweichenden Ergebnisse, zu denen P. Lowell über die Venusrotation gelangt ist, und er sucht die Ursache hiervon zu ergründen. Zunächst weist Brenner darauf hin, dass ein jeder erfahrene Venusbesucher weiss, dass die Flecke auf der Scheibe dieses Planeten so matt und fein sind, dass die grösste Aufmerksamkeit und die beste Luft erforderlich ist, um sie wahrzunehmen, während Lowell behauptet, dass die Venusflecke so deutlich seien wie die Flecke im Monde, und ihre Umrisse sich allenthalben scharf darstellten. Brenner macht darauf aufmerksam, dass Lowell auf dem Gebiete der Venusbeobachtung keine Erfahrung besitze, wie schon der Umstand beweise, dass er bei diesen Beobachtungen seinen 24zölligen Refraktor mit voller Öffnung und einem Kometensucher-Okular von 140facher Vergrösserung ohne Blendglas benütze. Alle frühern Beobachter der Venus haben ihre Objektive abgeblendet, da es bei diesem Planeten ja nicht an Licht fehlt, und gerade bei zu grosser Lichtstärke sehr schwache Flecke verschwinden. Lowell begann seine Beobachtungen am 24. August 1896, zu einer Zeit, als Venus 10.2″ gross erschien und in $+ 7^0$ Dekl. stand. Seine letzten Beobachtungen sind vom 9. November, bei einem Stande der Venus in $- 24^1/_2{}^0$ Dekl. und 12.7″ Durchmesser derselben. Welchen Wert, fragt Brenner, können Zeichnungen beanspruchen, die unter so ungünstigen Verhältnissen erhalten wurden? Man versuche nur eine Vergrösserung von 140fach an einer Planetenscheibe von 10″—12″, die in 30^0 Höhe über dem Horizont kulminiert. Dazu kommt, dass Venus überhaupt ein schwieriges Objekt bei geringer Höhe über dem Horizonte ist, wegen der Unruhe der Luft in den untern Schichten unserer Atmosphäre. Beachtet man endlich, dass die Anwendbarkeit sehr grosser Teleskope infolge der Luftverhältnisse nur an wenigen Tagen im Jahre möglich ist, so darf man allerdings fragen, an wieviel Tagen vom 24. August bis

[1]) Journal of the British Astron. Association. 7. Nr. 5. p. 280.

9. November in Flagstaff der 24-Zöller ruhige Bilder gab! Alle diese Umstände zusammen führen Brenner zu der Überzeugung, dass Venus zu Flagstaff unter den denkbar ungünstigsten Verhältnissen beobachtet wurde, und dass die Schlüsse, die Lowell aus seinen Beobachtungen über die Venusoberfläche zieht, völlig unbegründet sind. »Lowell,« sagt er, »wurde ein Opfer seines Teleskops und seiner Beobachtungsmethode der Venus. Wahrscheinlich sind seine Kanäle nichts anderes als Linien der Luftwallungen, welche sich auf der Venusscheibe kreuzen, wie ich sie auch sehe, wenn die Bilder unruhig sind, vor allem bei niedrigem Stande der Venus.« Leider hat Brenner während der Zeit, als Lowell beobachtete, die Venus nicht beobachtet, da dieser ihm den Beginn seiner Beobachtungen anzuzeigen versprochen, diese Anzeige aber unterlassen hatte. Als dann später die erste Nachricht über Lowell's Beobachtungen veröffentlicht wurden, war es zu spät, da der Planet mittlerweile zu tief am Horizonte stand.

Die Kritik, welche Brenner an den Lowell'schen Beobachtungen übt, ist eine strenge, man kann aber kaum sagen, dass sie zu hart sei. In der That muss jeder, welcher Venus längere Zeit beobachtet hat und also weiss, wie sich dieser Planet teleskopisch darstellt, darüber erstaunen, dass Lowell die damals kleine Scheibe mit schwacher Vergrösserung und bei niedrigem Stande an einem 24-Zöller ohne Abblendung und ohne Blendglas beobachtet. Wenn man die Venus selbst bei guter Luft betrachtet, so glaubt man oft genug, matte Flecke und dergleichen zu sehen. Bleibt man aber länger am Fernrohre, so kommt man nach und nach zu der Überzeugung, dass die Eindrücke nur subjektiv sind, und in Wahrheit nichts Bestimmtes zu sehen ist. Wirkliche Flecke, wie sie Brenner gesehen, sind sicherlich höchst zarte Objekte, die klare, stille Luft verlangen. Am 24. April kam Brenner, wie er schreibt, zu der sichern Überzeugung, dass Lowell nur Luftwellen zeichnete, indem während einer fünfstündigen Beobachtung eine halbe Stunde hindurch wallende Luft eintrat, und während dieser Zeit die Venusscheibe thatsächlich den Lowell'schen Zeichnungen ähnlich sah, während vorher und nachher, bei völlig ruhigem Bilde, die gewöhnlichen verschwommenen breiten Schatten zu sehen waren, die auf den Zeichnungen von Schiaparelli, Cerulli, William, Niesten und Brenner selbst zu sehen sind. Schliesslich kann für den subjektiven Ursprung der von Lowell gezeichneten Venusflecke angeführt werden, dass seine Zeichnungen der Merkuroberfläche ganz ähnliche Konturen zeigen, so dass man die beiden Planeten in den Zeichnungen Lowell's nicht voneinander unterscheiden kann, wenn man die Namen verdeckt. Eine solche Übereinstimmung im Charakter der Streifen auf den Oberflächen beider Planeten ist an und für sich nicht wahrscheinlich, wohl aber kann man solche erwarten, wenn die Streifen durch Luftwallungen hervorgebracht worden sind.

Durchmesser und Abplattung des Mars sind von Prof. Schur im Dezember 1896 mit dem Heliometer der Göttinger Sternwarte mit grosser Genauigkeit bestimmt worden[1]. Das Mittel aus den Messungen in vier Nächten giebt reduziert auf die mittlere Entfernung der Erde von der Sonne den Äquatorialdurchmesser des Mars zu 9.53″, den Polardurchmesser zu 9.32″. Nach Prof. Schur's Meinung sind diese Messungen frei von störenden Einflüssen, und daher sei eine Abplattung des Mars von nahe $^1/_{47}$ unzweifelhaft.

Die Oberfläche des Mars. M. Perrotin hat die Ergebnisse seiner mehrjährigen Beobachtungen des Mars der Pariser Akademie der Wissenschaften mitgeteilt. Er beschränkt sich dabei auf diejenigen Thatsachen, die als zweifellos erwiesen gelten können, ohne sich auf eine nähere Deutung der Erscheinungen einzulassen.

In bezug auf die Färbung und das allgemeine Aussehen des Mars kann man vier bestimmte Zonen der Oberfläche dieses Planeten unterscheiden, von denen zwei der nördlichen und zwei der südlichen Hemisphäre angehören. Die eine nördliche Zone erstreckt sich von den äquatorialen Regionen bis zu 60° oder 80° Breite rings um die ganze nördliche Hemisphäre, und in ihr befinden sich die meisten jener merkwürdigen Kanäle, welche die Aufmerksamkeit der ganzen astronomischen Welt erregt haben. Dieser Teil des Planeten ist es auch, der durch seine Färbung den Mars schon dem blossen Auge als rötlichen Stern erscheinen lässt. Die zweite Zone, südlich vom Marsäquator, ist 40—45° breit, und in ihr liegen die meisten sogenannten Meere. Sie erscheint in hellgrauer bis dunkelgrauer, örtlich bisweilen schwärzlicher Farbe. Die wenigen hier vorkommenden Kontinente werden nicht von Kanälen durchschnitten und erscheinen weniger rot, dagegen heller und weisser als die Kontinente der nördlichen Hälfte in der Region der Kanäle Die dritte und vierte Zone umfassen Kontinente von weisser Farbe, die gegen die Meere hin mehr grau erscheinen, und sie gehen gegen die Pole hin beide in die eisbedeckten Polargegenden über. In den vier Zonen werden unter gleichen Verhältnissen die einzelnen Details nicht mit gleicher Deutlichkeit gesehen. Die Kanäle erscheinen nur scharf auf der Mitte der Marsscheibe in nord-südlicher Richtung, während diejenigen, welche in der Richtung der Parallelkreise verlaufen, weniger deutlich gesehen werden. Die Seen können auch gegen den Rand der Scheibe hin noch gut gesehen werden, und in der dritten und vierten Zone können die einzelnen Details noch weiter gegen den Rand der Scheibe hin verhältnismässig gut unterschieden werden. Mit Ausnahme der den Jahreszeiten folgenden Veränderungen, welche hauptsächlich die Eisregionen betreffen, bleibt die Oberfläche des Mars in ihren allgemeinen Zügen unverändert. Periodische Änderungen zeigen sich nur in der Zone der Kanäle

[1]) Monthly Notices. 57. Nr. 3. p. 150.

und der Seen. Nach Perrotin's Beobachtungen sind es hauptsächlich die Region Libyen und der Sonnensee (Lacus solis) nebst ihren Umgebungen, welche den Schauplatz grösserer Veränderungen bilden. Die bisweilen an den Kanälen auftretenden Veränderungen scheinen dem Beobachter nicht jenen regelmässigen Charakter zu besitzen, der ihnen von andern (womit wahrscheinlich P. Lowell gemeint ist) zugeschrieben werde. Die auf der nördlichen Hemisphäre liegende Region Elysium, welche rings von Kanälen umschlossen wird, machte auf Perrotin stets den Eindruck, als rage sie plateauförmig über die Umgebung empor. Da man im Fernrohre natürlich nur ein völlig ebenes Bild vor sich hat, so handelt es sich bloss um einen individuellen Eindruck aus einer Kontrasterscheinung, doch meint Perrotin, dass ihr irgend etwas Wirkliches und nicht bloss Scheinbares zu grunde liege. Professor Schiaparelli hat seine Beobachtungen während der Erdnähe des Mars 1883 — 1884 veröffentlicht. Die südliche Halbkugel des Mars hatte am 26. Oktober 1881 Frühlingsanfang und am 13. Mai Sommersanfang, die nördliche Herbstanfang und Winteranfang. Infolge der Neigung der Marsaxe konnte die nördliche Hemisphäre des Mars bis hoch gegen den Pol hinauf beobachtet werden, doch war leider in Mailand die Witterung nur selten sehr günstig. Von 31 im Winter 1881—1882 beobachteten Verdoppelungen von Kanälen konnten nur 18 wiedergesehen werden, daneben wurden aber sieben neue Verdoppelungen entdeckt. Bei guter Luft zeigten sich die Linien der einfachen und doppelten Kanäle bisweilen so zahlreich, dass sie wie ein unentwirrbares Netz auf der Marsoberfläche erschienen, und die Identifizierung äusserst schwer war. Die von Professor Schiaparelli ausgeführten Zeichnungen gewähren einen wunderbaren Anblick; der Beschauer steht vor diesen langen, schmalen, einfachen und doppelten Linien, die sich in allen Richtungen über die Scheibe des Planeten ziehen, wie vor ebenso vielen Rätseln, und nur so viel wird ihm klar, dass die sichere Ergründung des Wesens dieser Liniensysteme unsern geistigen Blick unermesslich erweitern wird. Die Meinung der kompetenten Beobachter — auch Schiaparelli's — neigt sich mehr und mehr dahin, die Sichtbarkeit der Kanäle mit Vegetationsvorgängen in Verbindung zu bringen. Natürlich bildet das Wasser in den Kanälen die Grundbedingung für solche Vegetation. Damit ist aber die Hauptschwierigkeit des Problems nicht gelöst, nämlich die Frage: wie es kommt, dass die Kanäle meist mit fast geometrischer Regelmässigkeit über weite Strecken sich hinziehen, dass sie stets in kleine Seen ein- und ausmünden und solche auf dem kürzesten Wege miteinander verbinden, kurz, dass sie eine zweckmässige Anordnung verraten. Die Oberfläche unserer Erde oder des Mondes zeigt von solcher keine Spur, und niemand würde sie irgendwo auf einem Planeten erwartet haben. Daher schloss Lowell aus seinen Beobachtungen, dass die Marskanäle durch intelligente Wesen künstlich hergestellt seien, zu dem Zwecke, das bei der jährlichen Schnee-

schmelze abfliessende Wasser nützlich zu verwenden, eine Hypothese, die unseres Erachtens bis jetzt noch durch keine bessere ersetzt worden ist.

L. Brenner hat seine Marsbeobachtungen gelegentlich der letzten Opposition, am 14. April 1896 begonnen, war aber durch ungünstige Witterung und andere Verhältnisse in den Beobachtungen beschränkt. Im ganzen hat er 126 Kanäle gesehen, darunter 31 neue, 13 Lowell'sche und 82, die schon Schiaparelli entdeckt hat. Er teilt hierüber Ausführlicheres mit[1]), und entnehmen wir diesen Mitteilungen folgendes:

»Merkwürdig ist der Umstand, dass ich selbst bei der schärfsten Definition, wenn oft 30 Kanäle auf einmal deutlich sichtbar sind, keine Verdoppelungen zu erkennen vermag. (Ich vermutete solche nur einmal bei Euphrat und Arsanias). Jene Kanäle, welche von Beobachtern, die sonst nur wenige Kanäle zu erkennen im stande sind, als »doppelt« bezeichnet wurden, sehe ich sehr breit, aber durchaus nicht doppelt.

Seen. Ausser den Schiaparelli'schen sah ich noch die Lowellschen: Aponi fons, Aquae Calidae, Bandusiae fons, Biblis fons, Ferentinae Lacus, Labeatis Lacus, Lucrinus Lacus, und entdeckte fünf Seen, deren resp. Mittelpunkte folgende Koordinaten haben: B = 162° und + 32°; C = 261° und + 36°; D = 270° und + 48°; E = 201° und + 27°; L = 215° und + 3°. Der See E dürfte wohl Herrn Antoniadi irregeführt und zu dem Glauben verleitet haben, das Trivium sei doppelt; seine Beschreibung stimmt vollkommen mit meiner diesbezüglichen Zeichnung, doch sah ich die ganze Gegend mit derartiger Deutlichkeit, dass kein Zweifel obwalten konnte. Der Styx verband beide Seen und die Aponi fons untereinander. Dagegen sah ich die Propontis doppelt, bezw. in ihrer Mitte durch eine Brücke getrennt, so dass eine neue Propontis östlich und die alte westlich lag.

Gegenden. Xisuthri und Japeti Regiones bildeten wiederholt eine Verbindung zwischen Deukalion und dem Festlande. Japygia war stets als kleine Halbinsel sichtbar; zuletzt aber erstreckte sie sich als langer, schmaler, heller Streifen durch das Mare Hadriaticum bis gegen Süd-Ausonia. Eine andere (von mir provisorisch »Terranova« genannte) Halbinsel erstreckt sich seit 10. Juli von Libya bis gegen Hellas. Novissima Thyle sah ich am 16. September, Thyle II nur einmal verschwommen. Thyle I gar nicht. Elysium sah ich einmal so glänzend, als sei es eingeschneit. Atlantis II glaubte ich manchmal zu sehen; Atlantis I ist ein sehr leichtes Objekt.

Polarflecke. Den Südpolarfleck sah ich zum letzten Male deutlich am 8. September; vom 12.—17. September war wohl der Rand hell, aber kein eigentlicher Schneefleck zu erkennen. Der

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3411.

Nordpolarfleck wurde am 3. September wegen des auffallenden Glanzes des Randes vermutet, aber erst am 8. September mit Deutlichkeit gesehen. Wiederholt war er doppelt und sehr ausgedehnt.

Noch sei erwähnt, dass die Nilosyrtis wieder so überbrückt ist, wie auf der Schiaparelli'schen Karte vom Jahre 1882, aber an einer viel weiter südlich liegenden Stelle; ferner, dass Lacus Niliacus und Mare Acidalium ein Ganzes bilden, das sich obendrein nach Osten ausgebreitet hat, indem der Raum zwischen Jordanis und Deuteronilus ebenfalls überschwemmt ist; endlich, dass der Ceraunius im Herbste einem breiten Meeresarme glich (wie zeitweilig auch Ganges und Eunostos), und dass der von mir jetzt wiedergesehene Kanal zwischen Nerigos und Baltia mit Zustimmung des Professors Schiaparelli den Namen »Chronius« erhielt.«

Der Planet Abundantia (151). Wie im vorigen Jahrgange mitgeteilt wurde, war H. v. d. Groeben durch seine Bahnberechnung dieses kleinen Planeten zu dem Ergebnisse gekommen, dass Abundantia in geringer Entfernung von einem andern kleinen Planeten begleitet werde. Nach Beobachtungen gelegentlich der letzten Opposition der Abundantia ist diese Vermutung nicht mehr zulässig, und es ergiebt sich, dass sämtliche bisher Abundantia zugeschriebenen Beobachtungen in der That diesem Planeten gegolten haben.

Über die Gesamtmasse der kleinen Planeten zwischen Mars und Jupiter und einige damit in Beziehung stehende Fragen, verbreitet sich Dr. A. Berberich[1]) unter Bezugnahme auf die Untersuchungen von Paul Harzer. Letzterer fand durch Vergleichung zwischen den theoretischen und den beobachteten Werten der säkularen Veränderungen, namentlich in den Bewegungen des Perihels und des Knotens der Marsbahn, genügend sichere Anzeichen für den Einfluss der zwischen Mars und Jupiter vorhandenen Massen, von denen die in den bisher bekannten kleinen Planeten vereinigten nur ein — und zwar geringer — Teil zu sein scheinen. »Eine Andeutung eines Einflusses der kleinen Planeten scheint auch in den Rechnungen von Newcomb sich zu verraten, indessen in dreimal geringerem Betrage als bei Harzer. Letzterer berücksichtigt diese Störungswirkung durch die vorläufige, aber zur Zeit durch keine andere ersetzbare Annahme eines fingierten Planeten, der in der Ebene der Ekliptik einen Kreis beschreibt mit einem Radius, der ungefähr der Mitte der Planetoidenzone entspricht. Bei dieser Annahme müsste die Masse des fingierten Planeten, d. h. die Summe aller Massen, die zwischen den Bahnen des Mars und des Jupiter existieren, etwa der zweimillionste Teil der Sonnenmasse, das Anderthalbfache der Marsmasse oder das Dreizehnfache der Mondmasse betragen. Gegenüber dieser Grösse kommt, wie Harzer mit Recht

[1]) Naturwissenschaftliche Rundschau 1897. Nr. 23. p. 285.

sagt, die Gesamtmasse der bekannten vierhundert Planetoiden gar nicht in Betracht. Letztere lässt sich freilich nur ganz roh schätzen; es kommt aber bei dieser Schätzung weniger auf bestimmte Zahlen an, als vielmehr auf einen Vergleich mit andern Massen, etwa mit der unseres Mondes.«

Berberich findet unter gewissen plausiblen Annahmen, dass alle zur Zeit bekannten Planetoiden nur höchstens $^1/_{27}$ des Monddurchmessers besitzen oder nur $^1/_{350}$ derjenigen Gesamtmasse, welche Harzer aus den Marsstörungen ableitet. »Um also die in Harzer's Theorie verlangte Gesamtmasse zu erhalten, muss man die Annahme machen, dass in dem Raume zwischen der Mars- und der Jupiterbahn noch das Mehrhundertfache der Sammelmasse der bekannten Planetoiden vorhanden sei. Diese Masse ist nur zum geringsten Teile in den noch nicht entdeckten Planetoiden enthalten, da deren Anzahl auch in den lichtschwachen Grössenklassen nach Ausweis der Photographie nur gering ist. Hoffentlich wird dieser Satz noch näher geprüft durch Aufnahmen mit viel kräftigern Instrumenten. Denn es kann dem Astronomen und überhaupt dem Naturforscher nicht gleichgültig bleiben, zu erfahren, dass so beträchtliche Stoffmassen noch existieren sollen, ohne dass er sagen kann, in welcher Form sie existieren. Wir wissen wohl, dass eine Menge periodischer Kometen sich in der Planetoidenzone aufhalten, und zwar solcher Kometen, die uns nur sichtbar sind, wenn sie in ihre Sonnennähe gelangen. Man hat wohl schon vermutet, dass es noch manche Kometen mit kreisähnlichen, planetarischen Bahnen geben mag, deren Helligkeit bei ihrem grossen Sonnenabstande stets ein Minimum bleibt, wenn nicht, wie beim Holmes'schen Kometen, ein ungewöhnlicher Lichtausbruch sie aufleuchten lässt. Aber bisher hat man die Kometenmassen ebenfalls als Minima, als »quantités négligeables« betrachtet. Sollte diese Ansicht nicht zutreffen? Sollten einzelne unter diesen Kometen vielleicht doch beträchtliche Massen besitzen? Wäre es in diesem Falle nicht von Wichtigkeit, zu prüfen, ob nicht gelegentlich Planetenstörungen von messbarem Betrage von solchen Kometen bewirkt werden? Beim Lexell'schen Kometen, welcher 1770 der Erde sehr nahe gekommen ist, hat eine solche Rechnung allerdings auf eine minimale Masse geführt. Vielleicht hat aber der Encke'sche Komet eine merkbare Masse, was aus der Merkurstheorie unter Umständen nachzuweisen wäre.

Sollten aber auch Planetoiden und Kometen zusammen nicht die aus Harzer's Theorie folgende, bedeutende Gesamtmasse besitzen, so wäre noch auf das Vorhandensein grosser Mengen kosmischen Staubes, Meteoriten, zu schliessen, die unsern Fernrohren freilich unzugänglich sein würden. Zu dieser Hypothese scheint auch Harzer hinzuneigen. Sollte sie nicht zu umgehen sein, so könnte sie als Stütze jener kosmogonischen Theorien angesehen werden, welche die Entstehung grösserer Weltkörper aus der Vereinigung meteoritischer Körperchen behaupten. Nach J. Kleiber's Untersuchungen würde

man für alle Meteoriten und Sternschnuppen in dem Raume zwischen der Erd- und der Marsbahn, angenommen, dass ihre Verteilung hier überall dieselbe ist wie in der Nachbarschaft der Erde, und dass der Raum nördlich und südlich von der Erdbahnebene sich auf 10 Millionen Meilen ($^1/_2$ Erdbahnradius) erstreckt, nur den 2000. Teil der Mondmasse erreichen. Dies ist ein Maximalwert; im Minimum bekäme man noch eine vieltausendfach kleinere Zahl. Damit wir nun die grosse Harzer'sche Gesamtmasse erhalten, müssen wir annehmen, dass jenseit der Marsbahn in der Planetoidenzone die meteorischen Massen in unvergleichlich grössern Quantitäten als um die Erdbahn herum vorkommen, und dies in einer Gegend, in der es aus uns unbekannten Gründen nicht zur Bildung eines grössern Planeten gekommen ist.«

Jupiter. Sehr wichtige Beobachtungen über das Aussehen und die Veränderungen der Jupiteroberfläche hat L. Brenner angestellt[1]).

»Während der letzten Erscheinung des Jupiter,« sagt Brenner, »wurde dieser Planet an unserer Sternwarte in der Zeit vom 31. August 1895 bis 12 Juni 1896 112 mal von mir beobachtet ($193^1/_4$ Stunden), wobei ich 103 Zeichnungen und eine Anzahl Skizzen aufnahm. Aus 88 Zeichnungen liessen sich neun vollständige, vier unvollständige und zwei halbe Karten der Oberfläche herstellen, durch deren Vergleich die Bewegung und Veränderung der Oberflächengebilde des Jupiter deutlicher vor die Augen tritt, als es durch die ausführlichste Schilderung möglich wäre. Die Idee, solche Karten der ganzen Oberfläche anzufertigen, dürfte zuerst A. Stanley Williams verwirklicht haben, der in seinen »Zenographical Fragments« eine Karte veröffentlichte, welche das Aussehen des Jupiter am 21. April 1887 darstellen sollte — aber nicht darstellt. Denn diese Karte entstand dadurch, dass Williams die zu andern Zeiten gesehenen Flecke auf grund ihrer Eigenbewegung einfach auf den 21. April 1887 reduzierte. Dieser Vorgang ist aber unstatthaft, weil die Flecke auf dem Jupiter manchmal über Nacht entstehen und bisweilen ebenso plötzlich verschwinden, sich mitunter verändern und überhaupt von höchst ungleicher Lebensdauer und Schnelligkeit sind. An demselben Mangel leiden auch alle spätern Nachahmungen der Williams'schen Karte (in England und Amerika), weil auch sie nach demselben Vorgange konstruiert sind. Eine Karte hat nur dann einen Wert, wenn sie das Aussehen des Planeten an einem bestimmten Tage auf grund der an diesem Tage gemachten Zeichnungen wiedergiebt, und eine solche Karte wurde bisher nur ein einziges Mal hergestellt: nämlich von mir am 27. Januar 1895. Damals gelang es mir, in einer einzigen Nacht 15 Zeichnungen in

[1]) Denkschriften der k. k. Akad. der Wissensch. in Wien, math.-naturwissenschaftl. Klasse. 1897.

regelmässigen Zwischenpausen von 40 Minuten anzufertigen. Meine fernern Versuche, dies zu wiederholen, misslangen aber; denn zu ihrem Gelingen ist folgendes erforderlich: der Planet muss 10 Stunden lang hoch genug über dem Horizonte stehen; während dieser Zeit muss die Luft immer gut bleiben; es dürfen keine Störungen durch Wolken stattfinden; der Beobachter muss eine zehnstündige Beobachtung aushalten können, ohne dass seine Augen ermüden und abstumpfen. Wegen der Schwierigkeit, alle diese Bedingungen zu vereinen, werden derartige Rotationszeichnungen nur bei äusserst seltenen Gelegenheiten möglich sein.

Aus diesem Grunde war ich schon 1895 gezwungen, meine zweite Karte der Oberfläche des Jupiter auf zwei Abende zu verteilen: 17. und 18. März. Bei dieser zweiten Karte beging ich aber die Ungeschicklichkeit, die Zeichnungen des 18. März auf den 17. März zu reduzieren, und zwar auf Grund des Systems I der Marth'schen Ephemeride. Das Unstatthafte dieses Vorganges merkte ich erst später, als ich wahrnahm, dass fast jeder Fleck eine andere Eigenbewegung hat. Infolgedessen beschloss ich für die Erscheinung 1895—1896 in ganz anderer Weise vorzugehen: Jupiter sollte an jedem günstigen Tage eingestellt werden, und dann sollten so viele Zeichnungen in einstündigen Pausen aufgenommen werden, als Zeit und Luft ermöglichten; aus allen sich aneinander anschliessenden Zeichnungen sollten dann unvollständige Karten der Oberfläche hergestellt und diese selbst wieder, wo es anging, zu vollständigen Karten der Oberfläche zusammengefügt werden.

Nachdem die Farbe der Oberflächengebilde der Planeten, besonders jene des Jupiter, von keiner geringen Bedeutung für das Studium ihrer physischen Beschaffenheit ist, habe ich, von Anbeginn an, alle meine Zeichnungen in Farben ausgeführt, und so erscheinen auch die Karten und Zeichnungen in annähernd jenen Farben, welche der Planet in unserem Fernrohre zeigte. Dabei ist jedoch nicht zu übersehen, dass das subjektive Farbengefühl individuell ist: Beweis dessen, dass die beiden granatroten Flecke — die auffallendsten Objekte der letzten Erscheinung — von vielen Astronomen für schwarz gehalten wurden, ja dass es sogar Astronomen giebt, deren Augen die grossen rötlichen Äquatorialgürtel des Jupiter ebenfalls schwarz erscheinen. Dass meine Augen für die Auffassung der Farbenunterschiede besonders empfänglich sind, dafür sprechen verschiedene Anzeichen: einerseits stimmt die Mehrheit der Beobachter mit mir überein, anderseits gelang es mir, solche Beobachter, welche dunkelrot oder rötlich für schwarz hielten, dadurch von ihrem Irrtume zu überzeugen, dass ich sie Vergleiche mit den Trabantenschatten machen liess — stets erkannten sie dann sofort den Unterschied zwischen dunkelrot und schwarz; drittens ergiebt sich dies aus der Thatsache, dass ich auf den crêmefarbigen Zonen des Jupiter die weissen Flecke zu Hunderten zu sehen vermag, und zwar mit Leichtigkeit, während nur wenige Beobachter sie überhaupt sehen,

dann mit grosser Schwierigkeit und in beschränkter Zahl. Der letztgenannte Umstand mag übrigens auch darauf zurückzuführen sein, dass die weissen Flecke zugleich glänzend sind, mein Auge aber in der Empfindlichkeit für glänzende Flecke fast ein Unikum zu sein scheint.

Alle Zeichnungen wurden nach Augenmass angefertigt, jedoch von den auffälligsten Objekten der Durchgang durch den Central-Meridian nach Schätzung notiert. Nur von wenigen Flecken — darunter die beiden granatroten — sowie von den beiden sogenannten »Schultern« wurde die Lage durch das Mikrometer bestimmt, und mit letzterem auch die Breite (β) der Streifen festgestellt. Mit dem für unsere Sternwarte gegenwärtig in Arbeit befindlichen Mikrometer hoffe ich, künftighin alle bemerkenswertern Objekte mikrometrisch bestimmen zu können.«

Zur Beobachtung diente das Fernrohr von Reinfelder & Hertel, welches durch die frühern Arbeiten Brenner's in allen astronomischen Kreisen rühmlichst bekannt ist. Es hat ein Objektiv von 178 *mm* Öffnung und 268 *cm* Brennweite. Die angewandten Vergrösserungen waren 146- bis 410-fach, nur ausnahmsweise wurden stärkere Vergrösserungen gebraucht.

Brenner beschreibt im einzelnen seine Wahrnehmungen und Untersuchungen der verschiedenen Regionen des Jupiter und giebt Tabellen über die Bewegung der Flecke. Auf die Einzelheiten kann an dieser Stelle nicht eingegangen werden, wir müssen uns begnügen, das Endergebnis mitzuteilen, welches Brenner aus seinen mühevollen Untersuchungen zieht und mit folgenden Worten ausspricht:

»Als wichtigstes Resultat meiner Jupiter-Beobachtungen betrachte ich den hier geführten Nachweis, dass kein einziges Gebilde der Jupiteroberfläche — den grossen roten Fleck ausgenommen — eine gleichmässige Bewegung hat. Verfolgt man die einzelnen Flecke so sorgfältig, wie dies hier geschehen ist, so sieht man, dass sie in allen Zonen eine vollständig regellose Bewegung haben: schnell, langsam, stationär und rückläufig. Eine Art von System scheint nur in der Äquatorialzone zu herrschen, wo die Flecke der südlichen Halbkugel eine schnelle rechtläufige, jene der nördlichen Halbkugel eine schnelle rückläufige Bewegung haben. Im allgemeinen ist wohl die Schnelligkeit gegen den Äquator zu eine grosse und gegen die Pole zu eine kleine, aber Ausnahmen kommen überall vor; und auch die Rückläufigkeit der Flecke ausserhalb der Äquatorialzone gehört zu den Ausnahmen. Es ist demnach eine ganz vergebliche Bemühung, wenn andere Astronomen auf grund einiger willkürlich zusammengestellter Beobachtungen ein System ausfindig machen wollen, wonach die Flecke gewisser Zonen eine annähernd übereinstimmende Bewegung hätten. Wer immer meine Karten prüft und sich die Mühe nimmt, die im Texte behandelten Flecke unter sich zu identifizieren und zu berechnen, der wird zu denselben Schlüssen kommen

müssen, wie ich selbst. Denn hier handelt es sich nicht um den Vergleich künstlich zusammengestoppelter sporadischer Beobachtungen verschiedener Beobachter aus verschiedenen Zeiten, sondern um eine Arbeit aus einem Gusse. Derselbe Beobachter hat an demselben Instrumente an demselben Orte binnen neun Monaten an jedem günstigen Tage den Planeten anhaltend verfolgt und durch die Aufnahme von 4—8 Zeichnungen pro Abend die Herstellung von 15 Karten der Oberfläche ermöglicht, durch deren Vergleich die Identifizierung der Gebilde leichter geworden ist, als dies bisher bei den Zeichnungen anderer Beobachter möglich war. Nur auf diese Weise liess sich die Frage nach der Art und Weise der Fleckenbewegung entscheiden.

Schlüsse aus den Ergebnissen meiner Beobachtungen zu ziehen, überlasse ich andern; nur so viel möchte ich andeuten, dass die einzige mir annehmbar scheinende Erklärung dieser merkwürdigen und verschiedenartigen Bewegungen in der Annahme zu liegen scheint, dass mit Ausnahme des grossen roten Fleckes alles, was wir auf dem Jupiter sehen, atmosphärische Gebilde sind, die entstehen und vergehen — manchmal nach kurzer Zeit, manchmal erst nach ein paar Jahren —, und deren Bewegung von gewaltigen Stürmen abhängt. Diese Stürme folgen — vielleicht im Zusammenhange mit der riesig schnellen Umdrehung der Planetenoberfläche — für gewöhnlich der Richtung des Äquators und der Rotation, doch müssen sie auch bisweilen in entgegengesetzter oder etwas schräger Richtung wehen, da sonst die zeitweilige Rückläufigkeit oder Breitenverschiebung eines und desselben Fleckes unerklärlich wäre. Wenn andere Astronomen eine bessere Erklärung wissen, soll es mich freuen, denn meine Mühe wäre bereits gelohnt, wenn die hier erörterten Beobachtungen vorerst nur den Schlüssel zur richtigern Beurteilung der physischen Beschaffenheit des Jupiter bilden sollten.«

Bestimmung der Bahnelemente des fünften Jupitermondes. Dr. Fritz Cohn in Königsberg hat die bis jetzt vorliegenden Beobachtungen des fünften Jupitermondes zu einer Untersuchung über die Bahnverhältnisse dieses Mondes benutzt[1]). Es liegen bis jetzt nur zwei längere Beobachtungsreihen über diesen Mond vor, nämlich ausser derjenigen des Entdeckers Barnard eine solche von H. Struve, die am 30-Zöller in Pulkowa erhalten wurde, wenngleich es nach den Beschreibungen dieser beiden Beobachter möglich sein dürfte, auch mit Fernrohren von etwas kleinern Dimensionen den Trabanten zu beobachten. Die Berechnung von Dr. Cohn ergiebt folgende Bahn für die Epoche 1892 Nov. 1.00: Exzentrizität $e = 0.00501 \pm 0.00041$, Länge des Perijoviums $207.2^{0} \pm 6.2^{0}$, jährliche Bewegung desselben: $911.7^{0} \pm 8.1^{0}$. Tägliche Bewegung des Trabanten in seiner Bahn: 722.63160^{0}. Aus letzterer folgt als Umlaufszeit desselben $T =$

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3403—4.

$11^h\ 57^m\ 22.6790^s \pm 0.0145^s$. Für die halbe grosse Axe der Bahn hat Dr. Cohn den Wert abgeleitet, der aus dem dritten Kepler'schen Gesetze folgt, indem er nach Newcomb für die Masse des Jupitersystems $\frac{1}{1047.35}$ der Sonnenmasse annimmt. Es ergab sich auf diese Weise die halbe grosse Axe zu 48.025″, bis auf höchstens $\pm$0.005″ unsicher. Nach den fernern Untersuchungen kann die Neigung der Bahn nur gering sein, sie erreicht nicht 30′.

Da die Abplattung des Jupiter einen so merklichen Einfluss auf die Bewegung seines fünften Mondes ausübt, so lässt sich umgekehrt aus dieser Bewegung ein Rückschluss auf diese Abplattung machen. Dr. Cohn geht zunächst auf den theoretischen Zusammenhang zwischen der Abplattung und der Trabantenstörung ein und zeigt, dass unter den äussersten noch zulässigen Annahmen über den Äquatorialdurchmesser des Jupiter und der jährlichen Bewegung des Perijoviums seines fünften Satelliten die Abplattung des Jupiter nicht grösser als $\frac{1}{14.73}$ und nicht kleiner als $\frac{1}{15.73}$ sein kann. Die Vergleichung mit den direkten Bestimmungen dieser Abplattung durch Messung ergiebt, dass fast alle gemessenen Werte derselben kleiner sind, als die Theorie fordert, besonders alle Heliometermessungen ausser denjenigen von Bessel.

Flecke auf der Oberfläche des dritten Jupitermondes hat A. E. Douglass auf der Lowell-Sternwarte in Arizona am 24 zölligen Clark-Refraktor in den Monden Februar und März 1897 gesehen und gezeichnet [1]). Die Beobachtungen geschahen mit 750facher Vergrösserung. Die wahrgenommenen dunklen Flecke bestehen in sehr schmalen Linien, deren Breite der Beobachter auf weniger als 0.6″ schätzt, und die sich als lange, gerade, einander unter verschiedenen Winkeln kreuzende Striche darstellen. Etwas Ähnliches zeigt kein Planet, höchstens könnten die Marskanäle damit verglichen werden. Man muss gestehen, dass die Annahme, es handle sich bei diesen Wahrnehmungen um optische Täuschungen, ausserordentlich nahe liegt, um so mehr als ähnliche dunkle Linien auf dem vierten Jupitermonde gesehen wurden. Schwierig aber ist es, die Quellen dieser Täuschung zu ergründen; keinesfalls ist dieselbe in besondern Anomalien des Objektivglases zu suchen. Douglass behauptet, die Vergleichung seiner Zeichnungen untereinander beweise, dass der dritte Jupitermond in der nämlichen Zeit um seine Axe rotiere, als er gebraucht, um den Jupiter zu laufen. Seltsamer Weise hat früher Secchi aus seinen Beobachtungen von Flecken auf der Oberfläche dieses Mondes geschlossen, dass bei demselben Rotation und Umlaufsdauer nicht zusammenfallen.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3432.

Eine neue Trennungslinie des Saturnringes wurde am 2. Juni 1897 auf der Manora-Sternwarte zuerst gesehen. Sie befindet sich auf der Grenze zwischen dem innern hellen Ringe und dem Crapringe und hat nach Brenner's Messungen beinahe die gleiche Breite wie die Cassini'sche Trennung. Sie fällt indessen nicht so sehr in die Augen als letztere, weil der Crapring selbst ziemlich dunkel ist. Da die Stelle, wo sie sich zeigt, früher mit grossen Fernrohren untersucht worden ist, so scheint es, dass diese Trennung sich erst in jüngster Zeit gebildet hat.

Beobachtungen über den Durchmesser des Neptun sind 1895 von E. E. Barnard am 36-Zöller der Lick-Sternwarte angestellt worden[1]). Die Messungen wurden an zehn Abenden bei sehr ruhiger Luft und 1000facher Vergrösserung ausgeführt. Die Scheibe des Neptun erschien (mit einer Ausnahme) stets genau kreisrund, und ihr Durchmesser, reduziert auf die mittlere Entfernung, ergab sich zu 2.433″, entsprechend 52900 *km*. Dies ist erheblich grösser als die Messungen Struve's am 30-Zöller zu Pulkowa zeigten, nämlich im Mittel 2.197″.

Der Mond.

Die Bildungsgeschichte der Mondoberfläche ist der Gegenstand einer Abhandlung, mit welcher Loewy und Puiseux die Ausgabe des photographischen Mondatlas der Pariser Sternwarte begleiteten[2]). Die Verf. glauben nicht, dass eine Eisbedeckung der Mondoberfläche jemals stattgefunden habe. Die Ringgebirge sind nach ihrer Ansicht vulkanischen Ursprunges. Die eruptiven Krater mit den hohen Rändern und Zentralbergen können nicht gerade sehr alt sein. Dafür spricht auch die grosse Regelmässigkeit der vorspringenden Streifen, das Fehlen von parasitischen Kratern, die grosse Vertiefung ihrer innern Ebenen. Die weissen Linien, welche aus ihnen hervorkommen und über die Meere hinaus sich erstrecken, weisen darauf hin, dass Tycho, Kopernikus, Aristillus Sitze starker Eruptionen waren, nachdem alle Teile bereits ihr jetziges Niveau eingenommen hatten. Die grossen, ganz eingesunkenen oder teilweise zerstörten oder aufgefüllten Umwallungen reichen wahrscheinlich in eine weitere Vergangenheit, schon weil sie tiefere Umgestaltungen erlitten, teils durch die Bildung von parasitischen Kratern, teils durch Eindringen von Laven in ihr Inneres. Die letztere mächtigere Ursache bewirkte ein Verschmelzen der Umwallungen mit den Meeren. Die verschiedenen Grade der Zerstörung, die man findet, berechtigen zur Annahme, dass die Mehrzahl der Krater älter ist als die Meere. Aber lokale Eruptionen haben noch länger angehalten als die Zeit der Lavaausbreitung, wofür die zahlreichen kleinen, mit weissen

[1]) Astron. Journal. 15. p. 41.
[2]) Compt rend. 1897. 124. p. 1055.

Höfen umgebenen Öffnungen sowohl auf den hohen Hochgebirgen, wie auf dem Bette der Meere sprechen.

Die geradlinigen Rillen, die durch Seitendruck in Falten oder durch allmähliche Trennung in weite Thäler verwandelt worden, gehören der ersten Periode an, wo die Rinde noch eine gewisse Beweglichkeit in horizontaler Richtung besass. Die zweite Periode ist die der starken Erhebungen in grossen Gebieten ohne regelmässige Begrenzung; es entstanden die Bergmassive ohne charakteristische Gestalten, erhabene Gebiete, arm an Kratern, von unregelmässigen Schlacken bedeckt, wie man dies jetzt am Apennin erblickt. In einer dritten Periode erschienen kegelförmige Anschwellungen, die ersten Lineamente der Ringgebirge, die ihre jetzige Gestalt erlangten durch allmähliches Senken und teilweises Untertauchen ihres Zentralgebietes. Die vierte Periode, die grossartigste und andauerndste, führte die Zerstörung eines grossen Teiles des frühern Reliefs herbei und gab dem Monde ein Aussehen, das vom jetzigen nur wenig verschieden war. Senkungen, infolge der allgemeinen Zusammenziehung des flüssigen Innern, umfassten die weiten Gebiete, die wir Meere nennen, und liessen ungeheure Mengen von Lava an die Oberfläche gelangen; bergige Hochebenen entwickelten sich zu isolierten Massiven, in deren Zwischenräumen eine Menge von Rillen und Kratern durch Untersinken verschwanden. Eine Vorstellung von der Grösse dieser Veränderungen giebt eine Vergleichung der Polargegenden mit den äquatorialen, die jetzt so verschieden sind, früher aber zweifellos dasselbe Aussehen darboten. In den so gebildeten, gleichmässigen Ebenen entstanden dann Risse längs der Ränder, die sich mit dem Fortschritte der Senkung vergrösserten, bis ein neuer Lavaerguss erschien, der sie verstopfte und in hervorragende Leisten verwandelte; die neuesten Risse können noch sichtbar sein und sich durch die ungleiche Höhe ihrer beiden Ränder verraten. Obschon die vierte Periode den Mond in einen stabilern Zustand gebracht, traten in der fünften Periode noch lokale Eruptionen durch die bereits erstarrte Rinde auf; sie bildeten in den Gebirgsgegenden parasitische Öffnungen, welche die alten Bildungen abschwächten und fast unkenntlich machten; in den Meeren, wo sie eine dickere und gleichmässigere Rinde durchbrechen mussten, erzeugten sie gleichmässige Kegel, die sich gewöhnlich durch Einsinken ihrer Mitte in kleine Krater umwandelten; selbst grosse Gebilde, wie Kopernikus, können sich in dieser Weise gebildet haben. Die Mehrzahl der so in verhältnismässig neuer Zeit entstandenen Krater unterscheidet sich durch isolierte Lage inmitten einer Ebene, durch die Regelmässigkeit ihrer Gestalt und die umgebenden weissen Höfe.

In dieser Erklärung der Art und Weise und chronologischen Folge der Mondformationen ist übrigens fast alles hypothetisch, und es ist durchaus nicht unwahrscheinlich, dass die wirkliche Bildung der heutigen Mondoberfläche in gänzlich anderer Weise erfolgte.

Kometen.

Die Kometenerscheinungen des Jahres 1896. Wie früher so hat Prof. H. Kreutz auch für das Jahr 1896 eine Zusammenstellung der Kometenerscheinungen geliefert.[1]) Wir entnehmen derselben das Nachfolgende:

Komet 1895 II (Swift). Der Komet ist auf der Lick-Sternwarte noch bis zum 5. Februar 1896 beobachtet worden.

Komet 1895 IV. Vor dem Perihel wurde der Komet zuletzt von Perrine auf Mt. Hamilton am 11. Dezember 1895 beobachtet. Vom 21.—24. Dezember ist der Komet auch in Südaustralien und Neusüdwales am Abendhimmel nahe am Horizonte eine glänzende Erscheinung gewesen. Leider war man hier auf dieselbe nicht vorbereitet, da ein von der Zentralstelle an die Sternwarte Melbourne abgesandtes Telegramm sein Ziel nicht erreicht hat.

Auf der Nordhalbkugel konnte sodann der Komet, nachdem er zuerst am 30. Januar 1896 von Perrine am Morgenhimmel wieder aufgefunden worden war, noch über ein halbes Jahr lang verfolgt werden. Mitte Februar hatte derselbe (vergl. auch den vorjährigen Bericht) das Aussehen eines Nebels II. Klasse von der Helligkeit eines Sternes 11.—12. Grösse; in der Mitte war eine sternähnliche Verdichtung bemerkbar. Auf mehrern photographischen Aufnahmen vom 15.—21. Februar konnten die Gebrüder Fric in Prag einen 1° bis 2° langen, nach der Sonne zu gerichteten fächerförmigen Schweif erkennen. Zuletzt ist der Komet vom Entdecker selbst am 9. August 1896 beobachtet worden.

Aus drei Beobachtungen, am 17. November und 7. Dezember 1895 und am 10. März 1896, hat R. G. Aitken die folgenden Elemente abgeleitet:

$$T = 1895 \text{ Dezember } 18.36391 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$

$$\left.\begin{aligned} \pi &= 233^\circ\ 11'\ 11.0'' \\ \Omega &= 320\ \ 30\ \ 47.6 \\ i &= 141\ \ 36\ \ 39.5 \end{aligned}\right\} 1896.0$$

$$\log q = 9.283\,259$$

Eine Abweichung von der Parabel war nicht zu erkennen.

Komet 1896 I, in unmittelbarer Nähe des Kometen 1895 IV entdeckt von Perrine auf Mt. Hamilton am 14. und von Lamp in Kiel am 15. Februar 1896. Zur Zeit der Entdeckung stand der Komet nahe im Maximum seiner Helligkeit; er hatte das Aussehen eines hellen Nebels 8. Grösse von 2′ Durchmesser mit zentraler Verdichtung. Ein Schweif war mit dem Auge nicht zu sehen, doch war ein solcher auf den Platten der Gebrüder Fric in Prag in einer Länge von 2° erkennbar. Nachdem der Komet gegen Ende Februar seine Erdnähe ($\Delta = 0.39$) passiert hatte, nahm seine Helligkeit in sehr raschem Masse ab. Auch wurde allmählich seine Stellung zur Sonne ungünstiger, so dass derselbe nicht über den 16. April hinaus, an welchem Tage ihn Kobold in Strassburg zuletzt beobachtete, verfolgt werden konnte.

---

[1]) V. J. S. der Astr. Ges. **32.** p. 58.

Die folgenden Elemente von Buchholz sind aus Beobachtungen vom 15. Februar, 1. und 14. März abgeleitet worden.

$$T = 1896 \text{ Januar } 31.814\,32 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$
$$\left.\begin{aligned} \pi &= 207^\circ\ 10'\ 40.2'' \\ \Omega &= 208\ \ 50\ \ 24.9 \\ i &= 155\ \ 44\ \ 49.3 \end{aligned}\right\} 1896.0$$
$$\log q = 9.768\,889.$$

Faye'scher Komet 1896 II. Zuletzt ist der in dieser Erscheinung sehr lichtschwache Komet am 15. Januar 1896 von S. J. Brown auf dem Naval Observatory in Washington beobachtet worden.

Komet 1896 III, entdeckt von L. Swift in Echo Mountain am 13. April 1896 in $\alpha = 4^h$, $\delta + 16^\circ$. In der ganzen Erscheinung zeigte der Komet viele Ähnlichkeit mit 1896 I, nur war er etwas schwächer als dieser. Von einem Schweife, den Swift bei der Entdeckung wahrnahm, konnten spätere Beobachter nichts erkennen. Das rasche Aufsteigen in nördlichere Deklinationen hätte dem Kometen eine längere Sichtbarkeitsdauer versprechen können, doch mussten schon im Juni wegen Lichtschwäche die Beobachtungen abgebrochen werden. Die letzte Ortsbestimmung ist von L. Picart in Bordeaux am 12. Juni angestellt worden.

Die folgenden Elemente von Bidschof beruhen auf drei Beobachtungen: 19. April, 1. und 19. Mai.

$$T = 1896 \text{ April } 17.682\,37 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$
$$\left.\begin{aligned} \pi &= 179^\circ\ 59'\ 23.4'' \\ \Omega &= 178\ \ 15\ \ 28.1 \\ i &= \ \ 55\ \ 33\ \ 42.8 \end{aligned}\right\} 1896.0$$
$$\log q = 9.753\,076$$

Die Elemente von Aitken, abgeleitet aus drei Normalörtern, 18. April, 30. April und 25. Mai, zeigen nur geringe Abweichungen.

Komet 1896 IV, entdeckt von W. E. Sperra in Randolph, Ohio, am 31. August westlich von ζ Ursae majoris in $\alpha = 13^h$, $\delta = +56^\circ$. Die erste Mitteilung über den Kometen ging von W. R. Brooks in Geneva aus, der denselben auf grund unsicherer Angaben am 4. September aufgefunden hatte. Der Komet hatte das Aussehen einer schwachen, blassen Nebelmasse 12. Grösse von $1^1/_2{}'$ Durchmesser ohne jede Verdichtung und konnte bei abnehmender Helligkeit nur bis zum 6. Oktober, an welchem Tage er in Wien von Palisa zuletzt beobachtet wurde, verfolgt werden.

Die Elemente von Lamp, abgeleitet aus Beobachtungen vom 6., 10. und 13. September lauten:

$$T = 1896 \text{ Juli } 10.981\,40 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$
$$\left.\begin{aligned} \pi &= 192^\circ\ \ 4'\ \ 8.3'' \\ \Omega &= 151\ \ \ 2\ \ \ 0.8 \\ i &= \ \ 88\ \ 25\ \ 35.7 \end{aligned}\right\} 1896.0$$
$$\log q = 0.057\,853.$$

Komet 1896 V (Giacobini), entdeckt am 4. September von Giacobini in Nizza in $\alpha = 17^h$, $\delta = -7^\circ$. Der Komet zeigte sich als runde kleine Nebelmasse von 1' Ausdehnung in der Hellig-

keit eines Sternes 12.—13. Grösse, mit zentraler Verdichtung. Bereits Anfang Oktober war er so schwach geworden, dass er für das grosse Nizzaer Instrument an der Grenze der Sichtbarkeit stand. Dies änderte sich aber, als der Komet am 27. Oktober sein Perihel passiert hatte und eine offenbare Entwicklung von Eigenlicht zeigte. Im November 1896 war er ohne alle Schwierigkeit in Nizza zu beobachten, und noch am 7. Dezember schildern ihn die Astronomen der Lick-Sternwarte als so deutlich zu sehen, dass eine Verfolgung noch auf längere Zeit hinaus in Aussicht genommen werden konnte. Wie weit sich die Beobachtungen erstreckt haben, ist zur Zeit noch nicht bekannt: von den bisher veröffentlichten Beobachtungen ist die Nizzaer vom 27. November die letzte.

Am 26., 27. und 28. September glaubten die Nizzaer Astronomen in unmittelbarer Nähe des Kometen einen ausserordentlich schwachen Begleiter zu bemerken, eine Wahrnehmung, die bisher anderweitig nicht bestätigt worden ist.

Der Komet gehört zu der Klasse der Kometen mit kurzer Umlaufszeit; die Elemente von Giacobini, berechnet aus Nizzaer Beobachtungen vom 4. September bis 3. November lauten:

Epoche 1896 Oktober 5.5 mittlere Zeit Berlin

$$\left.\begin{array}{rl} M = & 356^\circ\ 47'\ 39.5'' \\ \pi = & 333\ \ 39\ \ 27.5 \\ \Omega = & 193\ \ 16\ \ 10.5 \\ i = & 11\ \ 23\ \ \ 7.1 \\ \varphi = & 36\ \ 35\ \ 57.8 \end{array}\right\}\ 1896.0$$

$$\mu = 517''.1429$$

$$\log a = 0.557\,597$$

$$T = 27.816 \text{ Oktober 1896 mittlere Zeit Berlin}$$

$$U = 6^a.86$$

Die Bahn zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit der des Faye'schen Kometen.

Brooks'scher Komet 1896 VI. Nach den Vorausberechnungen von Bauschinger und Poor wurde der Brooks'sche Komet 1889 V in seiner zweiten Erscheinung am 20. Juni 1896 von Javelle in Nizza wieder aufgefunden. Der Komet war durchweg sehr schwach, hatte einen Durchmesser von 1′ und eine zentrale Verdichtung von der Helligkeit eines Sternes 12. Grösse. Von den in der ersten Erscheinung gesehenen Begleitern ist diesmal nichts wahrgenommen worden. Am 26. Januar 1897 wurde der Komet auf der Strassburger Sternwarte von Kobold zuletzt beobachtet.

Die aus der ersten Erscheinung abgeleiteten Elemente von Bauschinger erwiesen sich als so genau, dass eine geringe Verbesserung der täglichen Bewegung von —0.0401″, entsprechend einer Verzögerung des Durchganges durch das Perihel um 0.208 Tage, zur vollständigen Darstellung der Beobachtungen hinreichte. Mit dieser Verbesserung lauten die Elemente:

Epoche 1896 November 4.5 mittlere Zeit Berlin

$$\left.\begin{array}{l} M = 0^\circ\ 2'\ 38.1'' \\ \pi = 1\ 48\ 42.4 \\ \Omega = 18\ 1\ 7.7 \\ i = 6\ 3\ 33.7 \\ \varphi = 27\ 59\ 51.3 \end{array}\right\} 1896.0$$

$\mu = 499''.989\,41$

$\log a = 0.567\,363$

$T = 4.184$ November 1896 mittlere Zeit Berlin

$U = 7^a\ 10.$

Komet 1896 VII (Perrine), von Perrine auf der Lick-Sternwarte am 8. Dezember 1896 in 1^h AR. und $+6^\circ$ Deklination entdeckt. Der Komet hatte die Helligkeit eines Sternes 8. Grösse, einen Durchmesser von 5′ und eine deutliche, sternartige Verdichtung. Der Kopf zeigte eine fächerförmige Ausstrahlung nach der nördlich vorangehenden Seite. Die Helligkeit des Kometen nahm rasch ab, so dass er schon Ende Januar 1897 nur mehr mit Mühe beobachtet werden konnte. Wie weit die Beobachtungen sich erstreckt haben, ist zur Zeit noch nicht bekannt.

Auch dieser Komet besitzt eine kurze Umlaufszeit. Das Interesse an demselben aber wird noch dadurch erhöht, dass die Bahnebene sehr nahe mit der des Biela'schen Kometen zusammenfällt. Trotzdem ist an eine Identität beider Himmelskörper zunächst nicht zu denken, da die Perihellängen um 60° voneinander abweichen. Die Elemente von Ristenpart, abgeleitet aus Beobachtungen vom 10. Dezember bis 5. Januar, lauten:

$T = 1896$ November 24.746 56 mittlere Zeit Berlin

$$\left.\begin{array}{l} \pi = 50^\circ\ 28'\ 5.9'' \\ \Omega = 246\ 34\ 35.9 \\ i = 13\ 40\ 25.9 \end{array}\right\} 1897.0$$

$\varphi = 42\ 47\ 17.0$

$\mu = 550.901''$

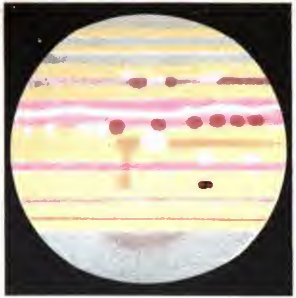
$\log a = 0.539\,290$

$U = 6^a.44$ Jahre.

Komet 1897 I, entdeckt von Perrine auf der Lick-Sternwarte am 2. November 1896 in 20^h AR. und $+25^\circ$ Deklination als kleiner schwacher Nebel ohne Schweif, von 2′ Durchmesser und der Helligkeit eines Sternes 11. Grösse. Eine zentrale Kondensation mit einem sternartigen Kerne war vorhanden. Der Komet war zur Zeit der Entdeckung noch sehr weit vom Perihel entfernt, leider aber näherte er sich schon bald dem Tageslichte, so dass über Mitte Dezember hinaus wohl kaum mehr Beobachtungen möglich gewesen sein werden. Soweit bisher bekannt, fanden die letzten Beobachtungen am 8. Dezember in Besançon und auf der Winkler'schen Privatsternwarte in Jena statt. Nach dem Durchgange durch das Perihel wird der Komet voraussichtlich noch mehrere Monate hindurch auf der Südhalbkugel in günstigerer Stellung zur Erde sichtbar sein.

Nr. nach Galle	Jahr		T M. Z. Paris		ω			☊			i		
166	1824	I	Juli	11.52532	334°	6′	17″	234°	21′	8″	125°	26′	36″
168	1825	I	Mai	30.57518	107	14	13	20	8	56	123	16	23
188	1835	I	März	27.21166	210	26	22	58	20	32	170	52	32
197	1842	II	Dez.	15.96329	240	32	19	207	48	45	106	25	57
198	1843	I	Febr.	27.41748	82	38	2	1	19	51	144	20	4
220	1847	V	Sept.	9.46839	129	10	21	309	53	35	19	10	16
228	1850	II	Okt.	19.34390	243	13	14	205	59	59	40	4	49
231	1851	III	Aug.	26.25230	87	17	4	223	40	21	38	12	57
			Aug.	26 25000	87	16	45	223	40	34	38	12	53
302	1870	II	Sept.	2.20110	354	56	56	12	56	19	99	21	4
314	1873	V	Okt.	1.76966	233	45	4	176	43	25	121	28	53
			Okt.	1.77367	233	45	19	176	43	23	121	28	45
338	1879	V	Okt.	4.63149	115	26	23	87	10	58	77	7	52
346	1881	III	Juni	16.44708	354	15	8	270	57	40	63	25	24
			Juni	16.44622	354	15	3	270	57	39	63	25	24
354	1882	III	Nov.	12 9819	254	18	12	249	7	26	96	9	2
			Nov.	12.9807	254	18	8	249	7	28	96	9	1
362	1885	III	Aug.	10 16386	42	51	33	204	45	25	59	6	35
363	1885	IV	Sept.	11.29839	206	47	11	269	42	0	54	19	47
364	1885	V	Nov.	25.51150	35	36	45	262	12	11	42	26	33
			Nov.	25.51643	35	37	21	262	12	3	42	26	32
389	1889	VI	Nov.	29.57868	69	45	54	330	24	52	10	16	33
390	1890	I	Jan.	26.48660	199	51	54	8	27	51	56	44	13
			Jan.	26.48682	199	51	26	8	28	42	56	44	22
			Jan.	26.48707	199	51	40	8	28	6	56	44	15
391	1890	II	Juni	1.53952	68	56	4	320	20	43	120	33	22
393	1890	IV	Aug.	6.88918	331	15	4	85	22	5	154	18	27
397	1891	I	April	27.52725	178	45	13	193	55	55	120	31	30
			April	27.52749	178	45	21	193	56	3	120	31	30
404	1892	III	Juni	13 34783	14	16	51	331	39	13	20	47	12
			Juni	13.48553	14	22	24	331	38	17	20	47	11
			Juni	13.35621	14	15	52	331	41	34	20	47	16
			Juni	13.36235	14	16	9	331	41	35	20	47	16
406	1892	V	Dez.	10.68256	170	0	31	206	30	57	31	16	19
409	1893	II	Juli	7.27795	47	7	46	337	21	2	159	58	2
411	1893	IV	Sept.	19.32651	347	47	26	174	56	27	129	48	58
			Sept.	19.22882	347	27	7	174	55	12	129	50	14
—	1894	IV	Okt.	12.19466	296	34	35	48	44	37	2	57	54

Jupiter 1895–1896 gezeichnet von Leo Brenner.



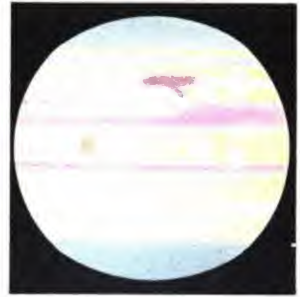
1895. 11. December $17^h 40^m$



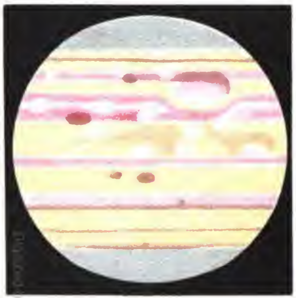
1896. 2. Januar $18^h 43^m$



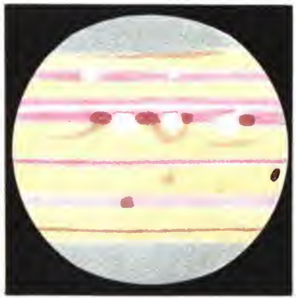
1896. 29. Januar $10^h 12^m$



1896. 31. Januar $9^h 28^m$



1896. 19. Februar $9^h 31^m$

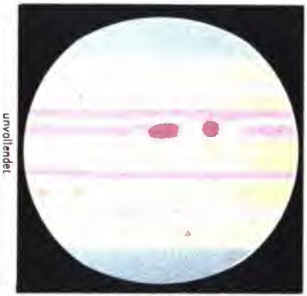


1896. 20. Februar $9^h 34^m$



unvollendet

1896. 10. April $7^h 40^m$



1896. 25. April $8^h 15^m$

Lith. Anst. v. E. A. Funke, Leipzig.

Ed. H. Mayer's Verlag, Leipzig.

Jahrbuch VIII. 1897. Tafel I.

M. Äqu.	log q	e	Berechner	Autorität
24.0	9.772081		Doberck	A. N. 3308
25.0	9.949099	1.000673	Martin	Inaug. Diss. Göttingen
35.0	0.309663		Rechenberg	Inaug. Diss. Breslau
42.0	9.702767		Schwarzschild	A. N. 3276
43.0	7.742510	0.999914	Kreutz	A. N. 3320
47.0	9.689203	0.977108	Hind	A. J. 333
50.0	9.752496		Rechenberg	A. N. 3239
51.0	9.993327		Spitaler	Wiener Ak. Denksch. Bd. 61.
51.0	9.993324	0.999915		
70.0	0.259277		Schobloch	A. N. 3383
73 0	9.585264		Kreutz	Stw. Kiel Publ. IX
73.0	9.585363	0.999730		
79.0	9.995463		Laves	A. J. 362
81.0	9.866026	0.995954	Riem	Leop. Car. Nova acta, Bd. 66
81.0	9.866024	0.995935		
82.0	9.980261		de Ball	Publ. Kuffn. Stw. Bd. IV
82.0	9 980264	1.000074		
85.0	9.874568	0.982263	Klumpke	B. A. XIII. 336
90.0	0.010563	0.821546	Rahts	A. N. 3245
86.0	0.033241		Cohn	A. N. 3218
86.0	0.033274			
90.0	0.132336	0.684600	Coniel	B. A. XIII. 264
90.0	9.430964		Seydler	Böhm. Ges. d. W. VII. F. Bd. 4.
90.0	9.430965			
90 0	9.430982		Radelfinger	A. N. 3389
90.0	0.280484	1.000410	Strömgrén	Reg. soc. phys. Lund Acta T. VI
90.0	0.311053	0.995872	Venturi	A. N. 3351
91.0	9.599770		Lamp	Stw. Kiel Publ. IX
91.0	9.599770			
92.0	0.330430	0.409366	Kohlschütter	Inaug. Diss. Kiel
92.0	0 330768	0.409158		A. N. 3375
92.0	0.330489	0.409596	Zwiers	Verh. Ak. d. W. Amsterdam
92 0	0.330504	0.409527		A. N. 3401
92.0	0.156008	0.589681	Coniel	B. A. XII. 245
93.0	9.829013	0.999462	Kromm	B. A. XII. 78
93.0	9.911191		Peyra	A. N. 3281
93.0	9.909551	0.996489		
94.0	0.143645	0.571895	Chandler	A. J. 338

Die folgenden Elemente sind von Knopf aus Beobachtungen vom 4. und 12. November und 2. Dezember abgeleitet:

$$T = 1897 \text{ Februar } 8.251\,76 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$

$$\left.\begin{array}{l} \pi = 258^0\ 38'\ 50.8'' \\ \Omega = \ \ 86\ \ 17\ \ 51.1 \\ i = 146\ \ \ 8\ \ 24.9 \end{array}\right\} 1897.0$$

$$\log q = 0.026\,228$$

Über zwei kometenähnliche Erscheinungen, die L. Swift im Echo Mountain am 20. und 21. September bei Sonnenuntergang in unmittelbarer Nähe der Sonne gesehen hat, vergleiche man Astron. Nachr. 141. p. 317, 421 und Astron. Journ. 17. p. 8.

Für den Kometen 1890 VII (Spitaler), der am 11. März 1897 sein Perihel erreicht, waren im Herbste 1896 die Sichtbarkeitsverhältnisse am günstigsten, ohne dass die Wiederauffindung, nach der Vorausberechnung von Spitaler, gelungen wäre. Es war dies allerdings von vornherein zu vermuten, da der Komet bei sehr südlichem Stande nur ein Viertel der Helligkeit, die er in der lichtschwachen Erscheinung von 1890 besessen hatte, erreichte.

Definitiv berechnete Kometenbahnen. Prof. H. Kreutz [1]) hat die vorstehende Zusammenstellung der definitiv berechneten Kometenbahnen gegeben, welche seit Erscheinen des Galle'schen Verzeichnisses [2]) bekannt wurden. Einige Bahnen, die Galle im Nachtrage erwähnt hat, sind der Vollständigkeit wegen hier mit aufgeführt. In der Anordnung der Tabelle (auf Seite 32 u. 33) hat er sich Galle angeschlossen; nur die Kolumne »M. Äq.« ist neu hinzugefügt worden.

Bemerkungen und Berichtigungen zur Kometenlitteratur macht Dr. J. Holetschek [3]).

»Was zunächst jene Kometen betrifft, welche nach Laugier, bezw. Hind Erscheinungen des Halley'schen Kometen sein können, so haben diese Identifizierungen durch meine Untersuchungen an Wahrscheinlichkeit nicht verloren, sondern eher noch gewonnen.

Wird für den Kometen des Jahres 66, der nach der Angabe der Chinesen am 20. Februar erschienen und 50 Tage sichtbar gewesen ist, nachdem schon früher, nämlich am 31. Januar, ein aussergewöhnlicher Stern im Osten gesehen worden war, die Bahn des Halley'schen Kometen supponiert, und zwar mit folgenden Zahlenwerten:

$$\begin{array}{rcl} T & = & 26.26 \text{ Jan.} \\ \omega & = & 108^0 \\ \Omega & = & 29 \\ i & = & 162 \\ \log q & = & 9.7660 \end{array}$$

so wird zunächst die Identität des am 31. Januar im O gesehenen Gestirnes mit dem Kometen 66 wahrscheinlich gemacht und anderseits auch erklärt, warum der Komet, wenn jetzt als erster Tag der Sichtbarkeit der 31. Jan.

---

[1]) Vierteljahrsschrift der Astron. Gesellschaft. **31.** p. 309 ff.

[2]) Siehe dasselbe dieses Jahrbuch. **5.** p. 41—50.

[3]) Astron. Nachr. No. 3416.

angenommen wird, schon 50 Tage darauf, also um den 22. März, verschwunden ist. Er hatte nämlich eine so südliche Deklination erreicht, dass er für mittlere nördl. Br. nur schwer oder gar nicht zu sehen war. Im April hätte er zwar, wie die letzte Position zeigt, wieder gesehen werden können, hatte aber schon eine so geringe Helligkeit, dass er dem blossen Auge kaum mehr auffallen konnte. Der geozentrische Lauf wäre somit ähnlich dem des Halley'schen Kometen im Jahre 1759 gewesen, in welchem der Komet während seiner bedeutendsten Erdnähe so weit südlich gekommen ist, dass er für mittlere nördl. Br. unter dem Horizonte stand und erst später bei wesentlich geringerer Helligkeit wieder gesehen werden konnte.

Dasselbe scheint auch im Jahre 837 stattgefunden zu haben, wenn die Annahme erlaubt ist, dass der von den Chinesen in diesem Jahre vom 22. März bis 14. April sehr fleissig, dann aber erst wieder am 28. April beobachtete Komet in den zwei Wochen vom 14. bis 28. April hauptsächlich seines südlichen Standes wegen nicht beobachtet worden ist. Hind meint zwar, dass dieser Komet, obwohl in dieses Jahr eine Erscheinung des Halley'schen Kometen fallen würde, nicht der Halley'sche sein kann, weil die von Pingré angegebene Knotenlänge von der des Halley'schen Kometen um nahe 180° verschieden ist, doch scheinen mir die Folgerungen von Pingré nicht zwingender Natur zu sein, indem die Knotenlänge eigentlich nur aus den Schweifbeobachtungen und der Annahme gefunden ist, dass der Komet um den 10. April in der Nähe der Ekliptik war; die Angaben der Chinesen sind jedoch auch mit südlichern Breiten des Kometen vereinbar. Legt man den Periheldurchgang in Übereinstimmung mit Pingré auf den 1. März, so wird ein sehr südlicher Stand des Kometen erreicht, allerdings nicht, wie zu erwarten gewesen wäre, in der zweiten, sondern schon in der ersten Hälfte des April, doch werden anderseits die Sterndivisionen ziemlich befriedigend ungefähr so wie nach der Bahn von Pingré dargestellt, so dass die Behauptung nicht ungerechtfertigt erscheint, dass der Halley'sche Komet, wenn er überhaupt im Jahre 837 durch das Perihel gegangen und von den Chinesen registriert worden ist, doch derjenige war, den die Chinesen vom 22. März bis 28. April beobachtet haben. In diesem Falle kann auch die Notiz, dass man am 3. Mai einen aussergewöhnlichen Stern in der Jungfrau gesehen hat, auf den Kometen bezogen werden.

Zum Kometen von 451, der nach Laugier eine Erscheinung des Halley-schen Kometen ist, sei bemerkt, dass als Entdeckungstag nicht der 17. Mai, sondern der im »Shi-ki« angegebene 10. Juni der wahrscheinlichere ist, weil der Komet, wenn er wirklich der Halley'sche gewesen, und die von Laugier gefundene Perihelzeit $T = 3.5$. Juli nahezu richtig ist, unter Voraussetzung der im Jahre 1835 beobachteten Helligkeit am 17. Mai 451 noch nicht so hell gewesen sein kann, um dem blossen Auge auffallen zu können, wohl aber am 10. Juni.

Eine nach Hind in das Jahr 989 fallende Wiederkehr des Halley'schen Kometen scheint dadurch verbürgt zu sein, dass die Bahn, welche Burckhardt für den Kometen dieses Jahres aus den Angaben der Chinesen berechnet hat, einige Ähnlichkeit mit der Bahn des Halley'schen Kometen zeigt. Die Darstellung wird aber noch naturgemässer, und insbesondere wird die Angabe, dass der Komet am 13. August in der mit μ Geminorum beginnenden Sterndivision in anscheinend gleicher Breite oder Deklination mit der Gruppe λ, μ Persei gewesen ist besser dargestellt, wenn man statt der Bahn von Burckhardt direkt die Bahn des Halley'schen Kometen annimmt und dabei den Periheldurchgang auf den 2. September setzt.

Die Längen werden nach der zweiten Rechnung ungefähr so dargestellt, wie nach der ersten; um den 23. August zeigt sich zwar eine grosse Differenz, doch spricht dieselbe nicht gegen die überlieferten Angaben, da ausser dem 13. August und dem indirekt angegebenen 12. September kein Beobachtungstag genannt ist. Die wesentliche Differenz zwischen den zwei Darstellungen liegt in der Breite vom 13. August, indem dieselbe nach der zweiten Bahn um 23° südlicher, aber gerade aus diesem Grunde

wahrscheinlicher ist, da kein Grund besteht, den Kometen für den 13. Aug. so weit nördlich anzunehmen, wie aus der Bahn von Burckhardt hervorgeht, sondern im Gegenteil die Beziehung auf die Gruppe λ, μ Persei auf einen wesentlich südlichern Stand, und zwar ungefähr auf den nach der zweiten Rechnung gefundenen hinweist. Es ist daher für diesen Kometen die Bahn des Halley'schen Kometen vorzuziehen.

Das ist das Hauptsächlichste von dem, was ich über die Berechnung einiger mutmasslicher Erscheinungen des Halley'schen Kometen mitteilen wollte. Man könnte auch den nach Angabe der Chinesen im 7. Monat des Jahres 613 vor. Chr. (—612) im Sternbilde des grossen Bären erschienenen Kometen, den Dr. J. Riem (Astron. Nachr. 3393) für eine Erscheinung des Kometen 1881 III hält, mit dem Halley'schen Kometen indentifizieren, wenn man die weitere Zeitangabe, dass der Komet im Herbste erschienen ist, berücksichtigt, und den hier scheinbar bestehenden Widerspruch, dass der 7. Monat in den Herbst gefallen sein soll, durch die Bemerkung beseitigt, es sei damals allerdings verordnet gewesen, das Jahr mit dem das Wintersolstitum enthaltenden Mondmonat zu beginnen, doch sei diese Verordnung wahrscheinlich nicht allgemein befolgt worden, und man habe sich in der genannten Zeit an den alten Brauch gehalten, das Jahr mit jedem Mondmonate zu beginnen, in welchem die Sonne in das Zeichen der Fische tritt, ein Brauch, auf den man ja später ohnehin wieder allgemein zurückgekommen ist. Es hat sogar den Anschein, als wäre die in den chinesischen Kometennotizen sonst nicht übliche Bezeichnung der Jahreszeit hier gerade wegen des schwankenden Jahresanfanges hinzugefügt worden, indem man behufs grösserer Sicherheit anzeigen wollte, dass hier nicht der in den Sommer, sondern der in den Herbst fallende 7. Monat gemeint ist. Demzufolge wäre also die Kometenerscheinung von —612 in den August oder September zu verlegen, und sie wäre, wenn sie dem Halley'schen Kometen angehört, ähnlich der von 1607 verlaufen, in welchem Jahre der Komet am 26. und 27. September den grossen Bären südlich von den Sternen β und γ passiert hat. Als Umlaufszeit würde sich aus der Verbindung mit der mutmasslichen Erscheinung vom Jahre 12 vor Chr. (—11) 75.1 Jahre ergeben. Der Indentifizierung der Kometen stellt sich jedoch die hohe Deklination der Bärensterne entgegen.

Komet von 1299. Die von Pingré gefundene Bahn stimmt mit der Angabe, dass der Komet am 24. Januar, wie Pingré selbst sagt, südlich vom Schnabel der Taube, also wohl nicht nördlicher als bei $\delta = -35^{0}$ gewesen ist, nicht überein, indem sie für diesen Tag $\delta = -20^{0}$ giebt.

Komet von 1362. Auf die zwei von Burckhardt angegebenen Bahnen sollte nur im äussersten Notfalle ein Gewicht gelegt werden, da der erste und letzte Kometenort (5. März und 1. April) nur auf Sterndivisionsangaben beruht, und der mittlere, anscheinend bestimmtere (17. März), durch die erste Bahn (mit T = 11. März) nur bis -12^{0} in Länge und $+14^{1}/_{2}{}^{0}$ in Breite, durch die zweite (mit T = 2. März) nur bis -29^{0} in Länge und -1^{0} in Breite dargestellt wird. Zu der Angabe von Burckhardt, er habe bei der ersten Bahn für den 1. April als Breite $\beta = +17^{0}$, bei der zweiten $\beta = +37^{0}$ angenommen, muss bemerkt werden, dass auf Grund der Nachrechnung die bei der zweiten Bahn angenommene Breite nicht $+37^{0}$, sondern $+27^{0}$ gewesen ist.

Komet von 1402. Die Bahn, durch welche Hind die Beschreibungen dieses vom 22.—29. März sogar bei Tage in der Nähe der Sonne sichtbar gewesenen Kometen darzustellen gesucht hat, lässt zwar, wie der Autor selbst bemerkt, die ausserordentliche Helligkeit des Kometen unerklärt, doch braucht man nur mit dem hier den Ausschlag gebenden Bahnelement, der Periheldistanz, von $q = 0.38$ bis $q = 0.22$ herabzugehen, um zu einem Kometen zu gelangen, nämlich dem von 1744, der ebenfalls eine Zeitlang in der Nähe der Sonne am hellen Tage gesehen werden konnte. Übrigens hat schon Hiorter diese beiden Kometen in Zusammenhang zu bringen gesucht. Sonderbarer Weise kommen auch die von Hind für den Kometen

von 1402 angegebenen Bahnelemente, die Knotenlänge ausgenommen, denen des Kometen von 1744 so nahe, dass der Versuch, hier die Bahn dieses Kometen zu supponieren und den Periheldurchgang auf einen der oben bezeichneten Märztage zu legen, gerechtfertigt erscheint. Thut man dies, so ergiebt sich der geozentrische Lauf des Kometen im Februar und März 1402 ungefähr so, wie nach der Bahn von Hind; im April ist er zwar wesentlich anders, indem der Komet nach der Bahn des Kometen von 1744 im April viel südlicher gekommen wäre als nach der Bahn von Hind, doch wird durch diesen südlichen Stand der Umstand, dass der Komet von 1402 nur bis gegen die Mitte des April gesehen worden ist, leichter erklärlich gemacht als durch die Bahn von Hind. Die grosse Helligkeit des Kometen im März ergiebt sich nach der Supposition des Kometen von 1744 von selbst, wenn man annimmt, dass der Komet von 1402 nicht nur dieselbe Bahn, sondern auch dieselbe Mächtigkeit gehabt hat wie der von 1744.

Komet 1457 II. Die im Chronicon Austriacum von Ebendorffer enthaltene Beschreibung, durch welche Hind zu einer Bahnberechnung dieses Kometen veranlasst worden ist, kann seit dem Bekanntwerden der Beobachtungen von Toscanelli nur noch so weit in Betracht kommen, als es von Interesse ist, nachzusehen, auf welche Weise die Beschreibung des Chronisten mit diesen Beobachtungen in Übereinstimmung gebracht werden kann. Dies lässt sich nun bis zu einer ziemlich grossen Annäherung erreichen, wenn der 8. Juni, der erste und einzige direkt genannte Beobachtungstag, ausser Acht gelassen, und die für diesen Tag angegebene Position $\gamma = 65^0$, $\beta = + 5^0$ in die Mitte des Juli verlegt wird. Nach dieser Änderung kann der von Toscanelli beobachtete und auch von den Chinesen registrierte Komet alles, was bei Ebendorffer angegeben ist, wirklich gezeigt haben, aber zu verschiedenen, in der Chronik nicht angegebenen Zeiten. Es hat beinahe den Anschein, als wäre der als Beobachtungstag recht unwahrscheinliche 8. Juni vom Kometen des Vorjahres, dem Halley'schen Kometen, herübergenommen, der ja auch in derselben Chronik beschrieben und nach Toscanelli's Beobachtungen vom 8. bis 11. Juni von $\gamma = 56^1/_2{}^0$ bis 65^0 in eine allerdings um 10^0 nördlichere Breite gegangen ist. Die Herübernahme müsste natürlich erst später geschehen sein, würde aber nicht vereinzelt dastehen, da Pingré bemerkt, dass auch die Kometographen des 16. und 17. Jahrhunderts im Juni 1457 einen Kometen in den Zwillingen und im Krebs erscheinen lassen, der jedoch offenbar der des Jahres 1456 ist. Wie dem auch sei, in jedem Falle ist die Beschreibung von Ebendorffer für eine Bahnberechnung so unzureichend, dass die von Hind berechnete, wegen der grossen Periheldistanz schon von vornherein ganz unwahrscheinliche Bahn neben der von Celoria aus den Beobachtungen von Toscanelli abgeleiteten keine Berechtigung mehr hat.

Komet von Ende 1490 oder Anfang 1491. Die Vermutung, dass sich die von Hind und Peirce gefundenen Bahnen, die erste mit der Perihelzeit $T = 24$. Dez. 1490, die zweite mit $T = 4$ Januar 1491, auf einen und denselben Kometen, nämlich den vom 31. Dez. 1490 bis gegen die Mitte des Februar 1491 sichtbar gewesenen Kometen beziehen, wird zur Gewissheit, wenn man mit jeder der beiden Bahnen für die angegebenen Beobachtungstage die Positionen des Kometen rechnet.

Durch jede dieser Bahnen sind die Angaben, dass der Komet am 31. Dezember in oder südlich von Cygnus, am 6. Januar im Zeichen der Fische, am 10. Januar in der durch α Pegasi bestimmten Sterndivision, und am 22. Januar in der Gruppe ι, η, δ Ceti gewesen ist, so weit dargestellt, dass kein Grund besteht, die Bahnen auf zwei verschiedene Kometen zu beziehen. Die wesentliche Differenz zwischen den beiden Bahnen scheint durch verschiedene Rücksichtnahme auf die Beobachtung vom 17. Januar entstanden zu sein, an welchem Tage der Komet von Bernhard Walther in Nürnberg im Anfang des Zeichens des Widders mit einer südl. Br. beobachtet worden ist. Diese Angabe wird trotz ihrer grossen Dehnbarkeit durch die Bahn von Hind nicht dargestellt, indem

sich aus der Rechnung statt der südl. Br. eine nördliche ergiebt, wohl aber durch die von Peirce, und aus diesem Grunde möchte ich der Bahn von Peirce den Vorzug geben.

Komet von 1556. In der Abhandlung von Hoek ist, nach der Ephemeride zu schliessen, auf den Umstand, dass der Februar im Jahre 1556 29 Tage gehabt hat, nicht Rücksicht genommen und somit die Beobachtung vom 27. Februar eigentlich auf den folgenden Tag verlegt.

Komet von 1558. Die Bahn von Olbers ist wahrscheinlicher als die von Hoek. Abgesehen davon, dass auf der Karte, nach welcher die Bahn von Hoek berechnet ist, die Beobachtungstage nicht angegeben sind und daher einigermassen willkürlich angenommen werden mussten, hätte der Komet nach der Bahn von Hoek, wie die Rechnung zeigt, während der ersten Hälfte des August infolge bedeutender Erdnähe einen grossen Teil des Himmels durchlaufen und gegen das Ende seiner Erscheinung noch immer eine ansehnliche Helligkeit zeigen müssen, was aber durch die Berichte keineswegs bestätigt wird. Die Bahn von Olbers dagegen führt, obwohl sie auch sehr unsicher ist, doch wenigstens auf keinen Widerspruch, und scheint den Lauf des Kometen im allgemeinen richtig zu geben.

Komet von 1585. Der erste Beobachter des Kometen ist, wenn man von den Chinesen absieht, Chr. Rothmann, der ihn zu Cassel am 8./18. Oktober entdeckte, während ihn der damals zu Rothenburg weilende Landgraf von Hessen nur am 19./29. Oktober beobachtet hat.

Komet von 1678. Die Bemerkung in Newton's Opusculum de mundi systemate (in der Übersetzung von Wolfers auf p. 553), der Komet von 1678 sei nach den Beobachtungen von Hooke in seinem Lichte den Sternen 1. Grösse gleich gewesen u. s. w., bezieht sich nicht auf diesen Kometen, sondern auf den von 1680. Ebenso ist in demselben Opusculum zwei Seiten später bei Flamsteed's Kometenbeobachtungen vom 12./22. und 15./25. Dezember als Jahr nicht 1679, sondern offenbar 1680 zu lesen.

Komet von 1698. Der Komet ist nicht, wie bei Pingré zu lesen ist, von Cassini, sondern, wie aus dem 10. und auch aus dem 2. Band der Pariser Mémoires hervorgeht, von Ph. de la Hire entdeckt worden.

Komet von 1723. Die Angabe, dass der Komet zu Bombay in Ostindien schon am 1. Oktober alten, also 12. Oktober neuen Stiles gesehen wurde, ist unrichtig und scheint dadurch entstanden zu sein, dass Struyck und Pingré die der ersten Beobachtung vom 7./18. Oktober vorgesetzte Nummer 1 für das Datum gehalten haben, was bei flüchtiger Betrachtung des Beobachtungsverzeichnisses immerhin leicht geschehen kann.

Die von Hind für den im Februar 1746 angeblich erschienenen Kometen berechnete Bahn scheint durch einen wesentlichen Fehler in der Perihelzeit entstellt zu sein, da sie, abgesehen davon, dass die Angaben von Kindermann, auch wenn man in ihnen sehr bedeutende Ungenauigkeiten zulässt, in ihrer Gesamtheit durch eine Bahn nicht dargestellt werden können, von diesen Angaben keine einzige darstellt, wohl aber die zweite Partie in den allgemeinsten Umrissen dann, wenn die Perihelzeit wesentlich früher als auf den 15. Februar gesetzt wird. Ich habe die folgende Bahn gefunden:

$$\begin{aligned} T &= 1746 \text{ Jan. } 29.808 \text{ M. Z. Paris} \\ \omega &= 137^\circ\ 1' \\ \Omega &= 340\ \ \ 4 \\ i &= 9\ \ 51 \\ \log q &= 9.9402 \end{aligned}$$

muss aber bemerken, dass dieselbe, weil mir auf Grund einer Durchsicht bezw. Prüfung der litterarischen Produkte Kindermann's dieser garnicht reell zu sein scheint, in ein Kometenbahnverzeichnis eben so wenig aufgenommen zu werden verdient als die Bahn von Hind.

Die Bahn von Olbers ist so anzunehmen, wie sie im Astron. Jahrb. 1804 und darnach auch in Carl's Repertorium gegeben ist, nämlich:

$$T = 1789 \text{ Nov. } 28.20^{h}\,26^{m}$$
$$\omega = 255^{0}\ 9'$$
$$\Omega = 142\ \ 1$$
$$i = 107\ 56^{1}/_{2}$$
$$\log q = 9.7120\ 41$$

Ob T als Zeit von Limoges oder von Paris zu gelten hat, lässt sich nicht entscheiden und ist hier eigentlich belanglos, weil die Bewegung des Kometen in 4.3 Zeitminuten (Meridiandifferenz) weniger als eine halbe Bogenminute gewesen ist.

Zum Schluss sei noch bemerkt, dass die Kometen von 1092, 1231, 1499, 1702 und vielleicht auch (wenigstens nach der Übersetzung von Biot) der von 568, möglicherweise zu den kurzperiodischen gehören, da sie nebst kleiner Neigung bei direkter Bewegung auch noch die körperlichen Eigenschaften der meisten kurzperiodischen Kometen zeigen, indem sie nämlich anscheinend schweiflos geblieben und dem blossen Auge hauptsächlich infolge bedeutender Erdnähe aufgefallen sind, also keine besonders mächtigen Himmelskörper gewesen sein können; dieselben Eigenschaften haben sich auch bei denen von 1585, 1678 und 1743 I ergeben, für welche jedoch die Periodität auch schon auf Grund der Bahnelemente wahrscheinlich gemacht worden ist.«

Der Komet 1890 VII. ist bezüglich seiner Bahnverhältnisse von seinem Entdecker Dr. R. Spitaler genauer untersucht worden.[1])

Der Komet wurde am 17. November 1890 entdeckt, und zwar durch einen eigentümlichen Zufall. Professor Zona in Palermo entdeckte Tags vorher einen Kometen, und das Telegramm mit der Entdeckungsnachricht traf an der Wiener Sternwarte am 17. November um $2^{1}/_{2}{}^{h}$ morgens ein. Dr. Spitaler richtete den 27 zölligen Refraktor auf die betreffende Himmelsgegend und sah auf den ersten Blick ein kometartiges Objekt. Da ihm dasselbe jedoch für den Kometen Zona, der im Telegramm als »ziemlich hell« bezeichnet war, zu schwach schien, bewegte er das Fernrohr hin und her und traf nun auf den Kometen Zona. Die Ortsveränderung zwischen den umliegenden Sternen, welche durch zwei in einer Zwischenzeit von einer halben Stunde gemachte Beobachtungen bestätigt wurde, zeigte, dass auch das erste Objekt ein Komet sei. Ein physischer Zusammenhang dieses Kometen mit dem Zona'schen war wegen der viel langsamern Bewegung ausgeschlossen.

Nun trat leider in Wien anhaltend schlechtes Wetter ein, so dass der Komet nicht weiter verfolgt werden konnte. Da auch von andern Sternwarten keine Beobachtungen einlangten, und auf eine telegraphische Anfrage aus Boston die Antwort zurückkam, dass der Komet vergebens auf mehrern amerikanischen Sternwarten gesucht wurde, war wenig Hoffnung vorhanden, diesen lichtschwachen Kometen wieder aufzufinden, falls er nicht inzwischen heller geworden war. In Nizza suchte Charlois am 17. November mit dem Äquatoreal-Gautier von 38 cm Öffnung vergebens nach dem Kometen; mit dem grossen Äquatoreal von 76 cm Öffnung wurde der Komet in derselben Nacht zwar gesehen, aber es blieb keine Zeit mehr, ihn zu beobachten. Die Lick-Sternwarte auf Mount Hamilton erhielt von der Entdeckung dieses Kometen, mit Ausnahme einer flüchtigen Bemerkung hierüber in einem Briefe Swift's, der aber zur Zeit des Vollmondes dort eintraf, erst am 2. Dezember durch ein Science Observer-Zirkular Nachricht, doch konnte wegen ungünstiger Witterung nicht nach dem Kometen gesucht werden.

[1]) Denkschriften der math.-naturw. Klasse der k. k. Akademie der Wiss. in Wien No. LXIV.

Nach der aus den beiden Entdeckungsbeobachtungen ermittelten täglichen Bewegung sollte am 4. Dezember, wo in Wien endlich wieder eine schöne Nacht war, der Komet in der Nähe von ε Aurigae stehen, und in der That gelang es Dr. Spitaler, denselben wieder aufzufinden und zu beobachten. Nachdem diese Beobachtung den Sternwarten telegraphisch mitgeteilt worden war, wurde der Komet vom 6. Dezember an auch in Algier, Dresden, Kopenhagen, Mount Hamilton, Nizza, Paris, Strassburg und Tacubaya beobachtet.

Zur Zeit der Entdeckung und Wiederauffindung hatte der Komet eine runde Koma von ungefähr ½′ Durchmesser und einen deutlichen Kern. Die Gesamthelligkeit dürfte einem Sterne 13. Grösse gleichgekommen sein. Das allgemeine Aussehen hat sich während der weitern Sichtbarkeit nicht wesentlich verändert; im Januar 1891 wurde der Komet schon sehr schwach, und Prof. Barnard gab am 12. Januar die weitern Beobachtungen mit dem 36zölligen Refraktor auf. Dr. Spitaler selbst gelang es, den Kometen noch am 27. Januar und 4. Februar mit dem 27zölligen Refraktor zu sehen und, wenn auch nur minder gute Beobachtungen zu erlangen.

Zur Zeit der Entdeckung waren die beiden Kometen 23.3 Bogenminuten scheinbar voneinander entfernt. Sie näherten sich aber am 17. November um $0^h\ 8^m$ m. Z. Berlin auf 3.9 Bogenminuten, so dass um diese Zeit die äussersten Grenzen der Komas sich nahezu berührt haben, und die beiden räumlich 0.56 Erdbahnhalbmesser voneinander entfernten Kometen von der Erde aus gesehen als ein Doppelkomet sich darstellten. Leider war aber um diese Zeit in Amerika, wo die Erscheinung hätte beobachtet werden können, die Entdeckung der beiden Kometen noch nicht bekannt.

Der Komet Spitaler's konnte während seiner ganzen Sichtbarkeitsdauer nur mit grössern Instrumenten beobachtet werden, und es ist daher auch die Zahl der erlangten Positionsbestimmungen eine für die 80tägige Sichtbarkeitsdauer verhältnismässig geringe. Es wurden im ganzen in 24 Nächten 46 Positionsbestimmungen gemacht. Es weisen aber, wie schon Leutnant-General Tennant hervorgehoben, und Dr. Spitaler bestätigt hat, die Beobachtungen eine bei Kometenbeobachtungen ungewöhnlich grosse Genauigkeit auf.

Der Komet wurde beobachtet in:

Algier von Rambaud mit dem Teleskop Foucault von 50 *cm* Öffnung	in	1 Nacht,
Dresden von Dr. B. v. Engelhardt mit dem 12zölligen Refraktor	»	1 »
Kopenhagen von C. F. Pechüle mit dem 10½zölligen Refraktor	»	1 »
Mount Hamilton von Prof. Barnard mit dem 12zölligen Refraktor	»	9 Nächten,
Mount Hamilton von Prof. Barnard mit dem 36zölligen Refraktor	»	3 »
Nizza von Charlois mit dem Äquatoreal-Gautier von 38 cm Öffnung	»	3 »
Paris von Madm. Klumpke mit dem West-Äquatoreal von 38 *cm* Öffnung	»	1 Nacht,
Strassburg von Dr. Kobold mit dem 18zölligen Refraktor	»	5 Nächten,
Tacubaya von F. Valle mit dem Äquatoreal von 38 *cm* Öffnung	»	1 Nacht,
Wien von R. Spitaler mit dem 27zölligen Refraktor . .	»	14 Nächten.

Über das Aussehen des Kometen, welcher wie fast alle periodischen Kometen von kurzer Umlaufszeit nur eine geringe Lichtstärke besitzt und deshalb auch spektroskopisch nicht untersucht werden konnte, finden sich von den Beobachtern nur wenige Bemerkungen.

Am 7. und 9. Februar, sowie 6. und 7. März konnte in Wien der Komet, obwohl sehr reine Luft, nicht mehr gesehen werden.

Die erste Bahnbestimmung, welche Dr. Spitaler auf die von ihm erlangten Beobachtungen vom 16. November, 4. und 13. Dezember gründete, zeigte, dass die Bahn des Kometen weder durch eine Parabel, noch durch eine langgestreckte Ellipse dargestellt werden könne, und Dr. Rosmanith, in dessen Gemeinschaft er diese erste Rechnung ausgeführt hatte, fand schliesslich, dass sich der Komet in einer Ellipse mit 6.4 Jahren Umlaufszeit bewege, was auch durch eine Bahnbestimmung von Prof. Krüger bestätigt wurde. Eine von Dr. Spitaler auf die Beobachtungen vom 16. November, 8. und 29. Dezember gegründete Bahnbestimmung stellte schon sämtliche bis zu dieser Zeit erlangten Beobachtungen recht genau dar, und es konnten daher diese Elemente für die Vorausberechnung des weitern Laufes des Kometen benutzt werden.

Elemente und Ephemeriden wurden ferner gerechnet von Searle und Whitaker, sowie von J. R. Hind und Leutnant-General Tennant: letzterer hat schon einen grossen Teil sämtlicher Beobachtungen seiner Rechnung zu Grunde gelegt, weshalb Dr. Spitaler dessen Elemente zum Ausgange der vorliegenden Bahnverbesserung gemacht hat. Dieselben lauten:

Zeit des Perihels = 1890 Oktober 26.155 95 m. z. Berlin.

Länge des Perihels	= 58° 13′ 0 40″	Äq. 1890.0.
Länge des aufsteigenden Knotens.	= 45 7 19.83	
Neigung gegen die Ekliptik. . .	= 12 51 29.30	
Exzentrizitätswinkel	= 28° 12′ 45″ 58	
Mittlere tägliche Bewegung	= 554° 2197	
Logarithmus der halben grossen Axe . .	= 0 537 5498	

Umlaufsdauer = 2338.46 Tage = 6.4022 Jahre.

Mit diesen Elementen hat nun Dr. Spitaler für die Zeit, in der der Komet beobachtet wurde, eine genaue Ephemeride berechnet und mit dieser alle bekannt gewordenen Beobachtungen verglichen. Hieraus wurden dann 7 Normalorte und aus diesen in der üblichen Weise verbesserte Bahnelemente des Kometen abgeleitet. Obwohl der Komet sich während der Zeit seiner Sichtbarkeit keinem der grossen Planeten so weit genähert hat, dass er bedeutende Störungen erlitten hätte, so hat Dr. Spitaler doch die Störungsrechnung auf Venus, Erde, Mars, Jupiter und Saturn ausgedehnt und für die Zeit vom 12. November 1890 bis 10. Februar 1891 ausgeführt. Der Einfluss der Störungen auf die Darstellung der Normalorte wird dann dargestellt, um in weitern Rechnungen die übrig bleibenden Fehler durch Variation der Elemente auf ein Minimum zu bringen und die wahrscheinlichste Bahn des Kometen zu ermitteln. Schon die erste Bahnbestimmung dieses Kometen hatte aber gezeigt, dass man die Elemente innerhalb verhältnismässig weiter Grenzen variieren kann und damit doch die Beobachtungen noch gut darstellt. Dies fand auch Dr. Spitaler. Es kann daher an eine weitere Verbesserung der Bahn des Kometen nicht gedacht werden, bevor nicht neuere Beobachtungen bei einer der nächsten Wiederkehr erlangt werden. Die verhältnismässig grosse Genauigkeit in den vorhandenen Beobachtungen lässt aber vermuten, dass die von Dr. Spitaler abgeleiteten Elemente trotzdem ziemlich sicher, und dass nennenswerte Änderungen in denselben nicht anzunehmen sind.

Es können daher vorläufig die nachstehenden Elemente als definitive betrachtet werden:

Epoche 16. 7. November 1890

Länge des Perihels	= 58° 24′ 9″ 35	Äq. 1890 0.
Länge des aufsteigenden Knotens	= 45 4 56″ 62	
Neigung der Bahn	= 12 50 7″ 34	
Exzentrizitätswinkel	= 28° 7′ 660″	
Mittlere tägliche Bewegung	= 556° 7675	
Logarithmus der halben grossen Axe .	= 0.536 2218	
Umlaufszeit.	= 6° 3728 Jahre.	

Nach dieser Berechnung würde der Komet am 11. März 1897 sein Perihel erreichen, aber schon September und Oktober 1896 bezüglich der Erde in die günstigsten Sichtbarkeitsverhältnisse treten. Dr. Spitaler hat zum Zwecke der Aufsuchung des Kometen im Herbste 1896 eine Ephemeride berechnet, allein das Gestirn ist nicht gefunden worden, wahrscheinlich infolge seiner Lichtschwäche.

Definitive Bahnbestimmung des Kometen Holmes (1892 III). Dieselbe ist von H. J. Zwiers ausgeführt worden, unter Berücksichtigung der Störungen durch Erde, Mars und Jupiter[1]). Es ergaben sich folgende, für den 4. November 1892 oskulierende Elemente:

$$T = 1892 \text{ Juni } 13.38694 \text{ mittl. Zeit Berlin}$$
$$\left.\begin{aligned} \omega &= 14^\circ 15' 52.0'' \\ \Omega &= 331\ \ 41\ \ 34.0 \\ i &= 20\ \ 47\ \ 16.3 \end{aligned}\right\} 1892.0$$
$$q = 2.643373$$
$$e = 0.409596$$
$$U = 2521.205 \text{ Tage.}$$

Aus der Berechnung der Jupiter- und Saturnsstörungen, welche der Komet bis Anfang 1899 erleidet, hat Verf. ferner gefunden[2]), dass der nächste Periheldurchgang in den April 1899 fallen wird. Der Komet wird dann aber für unsere Gegenden zu sehr südlich stehen, um hier genauer betrachtet werden zu können.

Physikalische Eigentümlichkeiten des Kometen 1893 II. M. J. Hussey hat diesen Kometen in der Zeit vom 11.—18. Juli wiederholt photographisch aufgenommen[3]), wodurch besonders bezüglich des Schweifes interessante Resultate erhalten wurden. Der Schweif setzte sich nämlich gemäss diesen Aufnahmen aus zahlreichen einzelnen Streifen zusammen, die nahe der Koma in Gruppen vereinigt waren, sich aber weiter ab zunehmend trennten, wobei die mittlern Gruppen die längsten Streifen zeigten. Dieser Schweif weicht also in seinem Aussehen völlig von den Schweifen früherer grosser Kometen ab, die gemäss den Zeichnungen hohle Kegel zu sein schienen. Mehrfach kamen im Schweife Verdichtungen vor, nämlich helle Stellen, welche wirkliche Kondensationen der Schweifmaterie sein dürften. Solche Kondensationen zeigen sich auf drei am 13. Juli gemachten Aufnahmen in verschiedenen Entfernungen vom Kerne, woraus geschlossen wird, dass sie sich thatsächlich rasch von diesem entfernten, und zwar mit Geschwindigkeiten von 71, 84 und 95 *km* in der Sekunde.

Untersuchungen über die Bahn, welche der Komet Swift (1895 II) vor dem Jahre 1884 beschrieb. In einer frühern Mitteilung[4]) hat L. Schulhof die Aufmerksamkeit der Astronomen auf die

---

1) Astron. Nachr. 138. p. 65.
2) A. a. O. p. 419.
3) Publ. Astr. Soc. of Pacific. 7. p. 161 u. ff.
4) Compt. rend. 121. p. 628.

wahrscheinliche Identität des Kometen Swift (1895 II) mit dem berühmten Lexell'schen Kometen gelenkt und die Wichtigkeit einer möglichst langen Reihe von Beobachtungen dieses Kometen betont, da dessen nächste vier Rückkünfte unter ungünstigen Sichtbarkeitsverhältnissen stattfinden werden. Die von Campbell und Hussey 1895 und 1896 angestellten Beobachtungen umfassen einen Zeitraum von mehr als fünf Monaten, und dieser Umstand hat ihm gestattet, die Bahnelemente des Kometen mit ziemlich grosser Schärfe zu bestimmen, besonders die Umlaufsdauer konnte bis auf etwa zwei oder drei Tage genau ermittelt werden. Indessen genügt diese geringe Unsicherheit doch schon, um den Versuch unmöglich zu machen, die Störungen, welche der Komet in dem Zeitintervall 1895—1779 erlitten hat, zu ermitteln, während man doch bis zu letzterem Datum zurückgehen muss, um die Bahnelemente dieses Kometen mit jenen, welche Leverrier für den Lexell'schen Kometen berechnete, vergleichen zu können. Während dieses Zeitraumes von 116 Jahren ist der Komet zu wiederholten Malen in der Nähe des Jupiter gewesen, und wenn man auch mit einiger Genauigkeit die Positionen des Kometen bei seinen letzten Vorübergängen 1886 und 1837 feststellen kann, so wird die Unsicherheit, doch wenn wir weiter zurückgehen, immer beträchtlicher, und man muss die nächste Rückkehr des Kometen abwarten, um die Umlaufszeit genauer zu bestimmen, worauf erst eine hinreichend scharfe Berechnung der Störungen ausführbar wird. Schulhof hat seine Rechnungen in etwas genauerer Form nur bis 1884 ausgeführt, für die frühere Epoche dagegen nur einige näherungsweise Ermittelungen angestellt. Hier sollen kurz die Ergebnisse dieser Untersuchungen mitgeteilt werden [1]). Bei der Bahnbestimmung wurden alle bekannten Positionen der Vergleichssterne benutzt und auch den geringen Störungen Rechnung getragen, welche der Komet während seiner Sichtbarkeit erleidet, und aus sieben Normalörtern die folgenden wahrscheinlichsten Elemente gefunden:

Epoche 1895 August 25.5 mittl. Zeit von Paris,
mittleres Äquinoctium und mittlere Schiefe der Ekliptik 1895.0

Mittlere Anomalie (M)	0° 38′ 24.24″
Länge des Perihels (π)	338° 4′ 9.25″
Länge des aufsteigenden Knotens (Ω) .	170 18 15.65
Neigung der Bahn (i)	3 0 21.90
Exzentrizitätswinkel (φ)	40 41 55.80
Mittlere tägliche Bewegung (μ) . . .	492.5070″
Umlaufszeit	7.2043 Jahre.

Mit diesen Elementen wurden nun die Störungen des Jupiter und Saturn für den Zeitraum vom 25.5 August 1895 bis 1.0 Juni 1887 berechnet, dann für 1.0 Juni 1887 bis 17.0 April 1886 die Jupiterstörungen von 20 zu 20 Tagen mit den von Intervall zu Intervall geänderten Elementen, sowie die sehr geringen Störungen des Saturn

[1]) Bulletin Astronomique. 14. 1897. Mars. p. 81 u. ff.

von 60 zu 60 Tagen. Diese Störungsrechnungen ergaben die Veränderungen, welche an den Bahnelementen anzubringen waren, und aus letztern wurden dann die jovizentrischen Bahnelemente des Kometen vom 17. April 1886 bis zum 8. Dezember 1885 abgeleitet. Für letzteres Datum wurden wieder heliozentrische Elemente gerechnet und zu diesen die Störungen des Jupiter bis zum 13. Dezember 1884, während die Saturnstörungen in dieser Epoche unmerklich blieben. Die folgende Zusammenstellung enthält die so gefundenen Bahnelemente des Kometen: 1. für 10.0 August 1885 und 2. für 13.0 Dezember 1884, sowie ein drittes System von Elementen, welches näherungsweise als konstant während der 36 Jahre bis 1838 geschätzt werden kann.

	1	2	3
M	202° 7′	165° 15′	147° 4′
π	341 39	344 50	344 54
Ω	22 22	21 1	21 1
i	0 52.2	0 54.1	0 54.1
φ	44 34	44 0	43 46
μ	9.0338	8 9823	8.9691
Umlaufszeit . .	6.546	6.584	6 593 Jahre.

Um den Grad der Unsicherheit dieser Elemente beurteilen zu können, hat Schulhof eine Rechnung angestellt unter der Voraussetzung, dass die mittlere tägliche Bewegung 0.5″ kleiner und ebenso viel grösser sei als oben angenommen. Unter keiner dieser drei Annahmen konnten die Störungen zwischen 1838 und 1884 beträchtlich sein, der Abstand des Kometen vom Jupiter war niemals geringer als 2.5 Erdbahnhalbmesser, und ebensowenig kam er in die Nähe des Mars, obgleich er sich der Bahn dieses letztern allerdings in zwei Punkten erheblich nähert. Unter diesen Umständen würde es leicht sein, den Kometen Swift unter den zur Bahnberechnung nicht hinreichend beobachteten Kometen zwischen 1838—1884 zu erkennen, falls er zufällig mit einem derselben identisch wäre. Indessen giebt es nur einen Kometen, der hier in Frage kommen könnte, nämlich jenen, welchen Goldschmidt zu Paris am 16. Mai 1855 entdeckte, und dessen einzige Beobachtung keinerlei Andeutung über seine Bewegung liefert. Stellt man diese Beobachtung mit den wahrscheinlichen Elementen des Kometen Swift dar, so genügt nur die beobachtete Länge des Goldschmidt'schen Kometen, wenn das Perihel am 27. Juli eintrat (nach den obigen als konstant angenommenen Elementen zwischen 1855 und 1884 findet man den 22. Juli), aber die berechnete Breite ist um 23.7′ nördlicher als die beobachtete, und um diese Abweichung fortzuschaffen, müsste man die Neigung i um 16′ vergrössern, was der Hypothese einer Verminderung der täglichen Bewegung um — 0.25″ entspricht, wodurch aber nun wieder der Periheldurchgang nach den ungestörten Elementen um etwa drei Wochen später fallen würde. Ausserdem muss man erwägen, dass der Komet damals zehnmal schwächer gewesen sein

muss als im August 1895, und Goldschmidt's Fernrohr nur 30 Linien Öffnung besass. Schulhof glaubt daher nicht, dass die beiden Kometen identisch sind. Ohne ganz enorme Rechnungen ist es, wie er sagt, unmöglich, die Frage der Identität des Kometen Swift mit dem Kometen Lexell mit Gewissheit zu beantworten. Indessen kann man die unbedingt nötigen Bedingungen ihrer Identität wenigstens präzisieren. Bei dieser Gelegenheit skizziert Schulhof in allgemeinen Zügen den Weg, welchen man einschlagen muss, um die Frage der Identität zweier Kometen zu entscheiden, eine Frage, die mit der zunehmenden Zahl der periodischen Kometen immer häufiger auftaucht.

Schulhof geht dabei von der Annahme aus, dass die gegenwärtige Umlaufszeit des zu untersuchenden Kometen hinreichend genau bekannt ist, andernfalls müsste man in dieser Beziehung mehrere Hypothesen aufstellen und jede für sich behandeln. Ferner setzt er voraus, dass während des behandelten Zeitintervalles der Komet sich nur ein einziges Mal dem Jupiter beträchtlich genähert hat. Andernfalls würde man nicht genau genug die auf die erste Einwirkung des Jupiter folgende Umlaufszeit kennen, und das Problem würde auf den ersten Fall reduziert sein, d. h. man hätte mehrere Voraussetzungen über die Umlaufsdauer zu machen.

Welches auch immer die Veränderungen der Kometenbahn durch die Wirkung des Jupiter sein werden, so bleiben doch stets drei Kombinationen von Elementen derselben nahezu konstant. Die wichtigste dieser Kombinationen ist zuerst von Tisserand angezeigt worden, und erst seit Entdeckung dieses Kriteriums hat man einige Chancen des Erfolges bei Lösung des schwierigen Problems der Identifizierung zweier Kometen. Die beiden andern Kriterien sind von geringerer Wichtigkeit, können aber immerhin einige nützliche Andeutungen geben, besonders wenn die Umlaufszeiten nicht genügend genau bekannt sind.

Es bezeichnen Aj, Rj, Lj die halbe grosse Axe der Jupiterbahn, den Radiusvektor und die heliozentrische Länge im Punkte der grössten Annäherung des Kometen, ferner r_0 den Radiusvektor des Kometen in dem nämlichen Punkte, so hat man:

$$\frac{1}{a} + \frac{2\sqrt{Aj}}{R^2j}\sqrt{p}\cdot\cos i = \text{const.}$$
$$p - Rj\, e \cos(Lj - \pi) = r_0$$
$$\sqrt{p}\sin i \sin(Lj - \Omega) = \text{const.}$$

Diese Ausdrücke sind noch etwas exakter, wenn die Elemente auf die Ebene der Jupiterbahn als Fundamentalebenen bezogen werden, weil in diesem Falle einige weggelassene Glieder kleinere Werte erhalten.

Wenn man vermutet, dass zwei Kometen identisch seien, so muss man für beide die nämlichen Konstanten erhalten, besonders in der Tisserand'schen Gleichung. Wenn a (die halbe grosse Axe

der Kometenbahn) nicht genau bekannt ist, so muss man, wie schon oben erwähnt, mehrere Annahmen über ihren Wert machen, doch wird man in diesem Falle viel schwerer Sicherheit erlangen können. Die periodischen Kometen haben, mit etwa drei Ausnahmen, nur geringe Bahnneigungen gegen die Ekliptik, man wird daher im allgemeinen keinen grossen Fehler begehen, wenn man cos i als Konstante betrachtet. Man erkennt dann, dass jede der drei Gleichungen eine konstante Beziehung zwischen zwei Elementen ausdrückt derart, dass, wenn die Veränderung des einen bekannt, diejenige des andern dadurch näherungsweise bestimmt wird. Die so zusammengehörigen Elemente sind: halbe grosse Axe und Exzentrizität, Länge des Perihels und mittlere Anomalie, Knoten und Neigung. Die zweite Relation gewährt sogar ein Mittel, näherungsweise π zu bestimmen, wenn man die Änderung von a und e kennt. In Wirklichkeit hat man zwei Lösungen, aber man wird, abgesehen von aussergewöhnlichen Fällen, leicht entscheiden können, welcher Wert genommen werden muss. In der That ist $L_0 - \pi$ fast immer gleich der wahren Anomalie in dem Punkte der kürzesten Distanz des Kometen vom Jupiter. In der modifizierten Bahn kann die wahre Anomalie, welche dem nämlichen Punkte entspricht, den Quadranten nicht ändern, ausser im Falle ungewöhnlich grosser Perturbationen, oder wenn der Punkt der grössten Annäherung nahe dem Aphelium des Kometen liegt, was freilich oft vorkommt. Die dritte Relation zeigt, dass die Knotenlänge ausserordentlich grossen Veränderungen unterliegen kann, wenn die Neigung der Bahn des Kometen zwischen den beiden Erscheinungen in einem gegebenen Augenblicke sehr klein ist. Die vorgenannten Relationen gestatten nicht, die zusammengehörigen Elemente zu trennen, doch kann man dies erreichen durch andere Bedingungen, welche das Problem der Identifizierung in einem gegebenen Falle liefert, z. B. dass der Komet an einem bestimmten Datum in seinem Perihel oder in der Nähe des Jupiter gewesen sein muss. L. Schulhof zeigt nun weiter die Richtigkeit und Tragweite eines Lehrsatzes, der sich auf die Störungen eines in die Nähe des Jupiter kommenden Kometen bezieht, und welchen er in folgender Weise präzisiert: »Die Umlaufsdauer wird nach den grossen Störungen durch Jupiter grösser oder kleiner als vorher, je nachdem im Punkte des kürzesten Abstandes die heliozentrische Länge L des Jupiter grösser oder kleiner ist als die heliozentrische Länge l des Kometen. Die Änderung der Umlaufsdauer des Kometen wird im allgemeinen um so grösser sein, je kleiner $L - l$ ist.«

Bei seinen Untersuchungen über die Identität der Kometen Swift und von Lexell zeigt Schulhof, auf genäherte Rechnungen gestützt, dass die Beobachtungen des Kometen Swift sich gut mit der Voraussetzung vertragen, dass beide Kometen gleichzeitig um 1779.5 in der Aktionssphäre des Jupiter gewesen seien. Indessen erfordert die Hypothese einer Identität beider noch zwei andere

Bedingungen, nämlich zunächst, dass die Störungen der Knotenlänge von 1780 bis 1884 auf ungefähr 180° gestiegen seien, und dann, dass die kürzeste Distanz zwischen dem Kometen und dem Jupiter um 1779.5 in der heliozentrischen Länge $l = 183^{0}$ stattgefunden habe. Gemäss den wahrscheinlichsten Bahnelementen für 1884 nähert sich der Komet der Jupiterbahn in zwei Punkten, deren heliozentrische Längen $l = 147.2^{0}$ und $l = 181.3^{0}$ sind. Im ersten Punkte beträgt die kürzeste Entfernung beider Bahnen 0.024. Der zweite Punkt, welcher 1895 Hauptpunkt war, war 1884 nur ein sekundärer Punkt, in welchem sich die beiden Bahnen nur bis zu 0.095 Erdbahnhalbmessern einander näherten. Ohne die Störungen würde sich der Komet gegen 1837.9 in $l = 147^{0}$ in der grössten Nähe der Jupiterbahn befunden haben, vier Monate später als dieser Planet selbst; 1827 würde er nur fünf Wochen nach Jupiter den Punkt $l = 181^{0}$ erreicht haben, und gleicherweise würde 1815 die Distanz beider Gestirne voneinander nicht beträchtlich gewesen sein. In Wirklichkeit kann man die respektive Position des Kometen gegen Jupiter für 1827 und 1815 nicht genau angeben, wenn man die Störungen nicht kennt, welche der Komet 1838 erlitten hat. Indessen kann man wenigstens einigermassen den Zeitpunkt feststellen, wann der Komet um 1827 den Punkt $l = 181^{0}$ erreicht hat, aber man ist bereits in grosser Ungewissheit über die Position des Kometen 1815 und in fast völliger Unwissenheit, wenn man über 1814 zurückgeht. Anderseits aber ergiebt sich aus dem Schulhof'schen Theorem, dass vor 1837 die Umlaufsdauer des Kometen merklich kürzer war als nach 1838, also kürzer wie 6.56 Jahre. Nur dann aber, wenn diese Umlaufszeit vor 1837 nicht 6.4 Jahre erreichte, kann der Komet überhaupt zwischen 1779 und 1837 ein oder mehrere Male dem Jupiter sehr nahe gekommen sein und eventuell diejenigen Störungen erlitten haben, welche die Hypothese der Identität mit Lexell's Komet verlangt. Schulhof untersucht eingehend die Bedingungen des Problems und kommt zu dem Ergebnisse, dass der Komet in der That um 1779.5 herum sich in der Aktionssphäre des Jupiter befunden habe und zwischen 1779 und 1815 vier, fünf oder sechs volle Umläufe gemacht haben kann. Anderseits kommt er aber auch zu dem Ergebnisse, dass die beiden Kometen nur dann identisch sein können, wenn die grosse Jupiterstörung zwischen 1780 und 1814 stattfand, in der Gegend des zweiten Annäherungspunktes zwischen $l = 130^{0}$ und $l = 150^{0}$. Ob der Komet sich damals dort befand, lässt sich indessen mit Gewissheit nicht entscheiden, und so führt die Untersuchung zu keinem sichern Ergebnisse. Die Identität der beiden Kometen ist nur möglich in dem Falle, dass die Umlaufsdauer nach 1779 fast neun Jahre betrug. Dann würde auch die Periheldistanz sehr gross gewesen sein, was hinreichend erklären könnte, weshalb man den Kometen nicht wieder gesehen. Es wäre an sich durchaus nicht erstaunlich, wenn der Komet Swift ebenso wie der Komet

Finlay mit dem Lexell'schen Kometen identisch wäre. »Diese Kometen,« bemerkt Schulhof, »scheinen eine Gruppe zu bilden, der wahrscheinlich auch die Kometen Wolf und Barnard (1892 V) und vielleicht auch derjenige von Giacobini und der Komet von 1585 angehören. Immer häufiger zeigen sich Fälle, in denen Kometen gewissermassen als Fragmente auftauchen. Die jüngsten Untersuchungen von Callandreau, nach jenen von Schiaparelli, Charlier, Picart und Tisserand haben gezeigt, dass selbst die elliptische Gestalt der Kometenbahnen, die Desaggregation dieser Gestirne begünstigt. Solche Desaggregation wird noch wahrscheinlicher, wenn eine Ansammlung so wenig dichter und so weit ausgedehnter Materie häufig in der Nähe des Jupiter vorüberzieht. Die Attraktion, welche dieser Planet auf die verschiedenen Teile des Kometen ausübt, und die nach deren jovizentrischer Entfernung verschieden ist, ist ein mächtiges Mittel der Auflösung.

Die nächste Rückkehr des Kometen im Jahre 1902 wird unter ziemlich ungünstigen Sichtbarkeitsverhältnissen stattfinden. Die grösste Helligkeit, die er erreicht, wird etwa gleich sein derjenigen, die er im November 1895 hatte, in der er noch an einigen Sternwarten beobachtet wurde. Man muss indessen hoffen, dass der Komet trotz seiner starken südlichen Deklination im Jahre 1902 gefunden wird. Sollte dies nicht der Fall sein, so wird man bis 1931 warten müssen, denn die Oppositionen von 1910, 1917 und 1924 werden ungünstigere Sichtbarkeitsverhältnisse des Kometen bringen, als diejenigen von 1902.

Der Biela'sche Komet und der Komet Perrine. Über die mögliche Beziehung beider zu einander hat Dr. Berberich einige Bemerkungen gemacht[1]). Bis zum Jahre 1852 ist die berechnete Bewegung des Kometen Biela durch Beobachtungen kontrolliert. Seit jener Zeit hat die Bahn wohl noch einige Änderungen erlitten (z. B. liegt der aufsteigende Knoten jetzt bei etwa 242.5°), dieselben sind aber mässig und können überhaupt nie allzustark werden. Denn sie rühren in der Hauptsache von der anziehenden Wirkung des Planeten Jupiter her, dem der Biela'sche Komet aber höchstens auf (rund) zehn Millionen geographische Meilen nahe kommen kann. Folgende Nebeneinanderstellung giebt einen Begriff von der Veränderlichkeit der Bielabahn während eines Zeitraumes von einem Jahrhunderte:

$T =$	1772	1805	1826	1831	1846	1852	1866	1892
$\pi =$	110°	109.5°	108.8°	110.0°	109.0°	109.1°	109.7°	108.5°
$\Omega =$	157	251.3	251.5	248.3	245.9	245.9	255.7	242.5
$i =$	16	13.6	13.6	13.2	12.6	12.6	12.4	12.0

Hier tritt sehr deutlich eine ruckweise Verschiebung des Knotens hervor als Folge der wiederholten Begegnungen mit dem Jupiter.

[1]) Naturwissenschaftliche Rundschau 1897. Nr. 6.

Auch die Bahnneigung gegen die Ebene der Erdbahn ist kleiner geworden. So gut wie unverändert blieb aber die Richtung der grossen Axe der Bahn, und gerade in diesem Elemente besteht die grösste Abweichung der Bahn des Kometen Perrine von der des Kometen Biela. Wir können also mit voller Gewissheit behaupten, dass diese beiden Kometen nicht identisch sind. Hätte infolge der Jupiterstörungen eine so bedeutende Bahnverschiebung überhaupt eintreten können, dann müsste der Ort, an dem die Hauptstörung stattfand, dicht bei der Jupiterbahn liegen und beiden Kometenbahnen angehören. Ein solcher gemeinsamer Punkt beider Bahnen in der Nachbarschaft der Jupiterbahn existiert aber nicht.

Wohl aber kann der Komet Perrine allein dem Jupiter so nahe kommen (vorausgesetzt, dass der von Ristenpart abgeleitete Wert für die Umlaufszeit der Wahrheit nahe liegt), dass seine Bahn recht beträchtlichen Änderungen ausgesetzt ist. Letztere würden noch viel bedeutender ausfallen, wenn sich die Umlaufszeit bei neuerer Berechnung um einige Monate kürzer ergeben würde. Dann könnte um das Jahr 1888 eine Begegnung mit dem Jupiter stattgefunden haben, vor der die Bewegung des neuen Kometen nach merklich andern Elementen erfolgte.

Ist nun auch eine Identität ausgeschlossen, so bleibt doch noch ein ehemaliger Zusammenhang des Kometen Perrine mit dem Biela'schen möglich. Diese Möglichkeit wird dadurch schon einigermassen wahrscheinlich, dass man beim Biela'schen Kometen vor fünfzig Jahren thatsächlich eine Teilung in zwei Kometen erkannt hat, und eine solche sich früher oder später wiederholt haben kann. Findet sich doch schon unter den Beobachtungen vom Jahre 1805 eine Bemerkung, dass der Kern in zwei Kerne geteilt erschien. Nun würde die Bahn des neuen Kometen die des Biela'schen in etwa 45° Länge schneiden, als 65° vor den Perihel des Biela, 5° vor dem des Kometen Perrine. Es ist aber nicht nötig, dass dieser Schnittpunkt jetzt noch seine ursprüngliche Lage besitzt; diese zu ermitteln, würde erst später und nur durch weitläufige Berechnung möglich sein. Hoffen wir, dass sich dieser Mühe ein geschickter, eifriger Astronom unterziehen wird. Einstweilen müssen wir uns auf Vermutungen beschränken, deren Darlegung trotz mangelnder Beweise durch das Interesse des Falles begründet sein dürfte.

Es sind bis jetzt verschiedene Beispiele von Zerteilungen bei Kometen bekannt geworden. Wo eine genauere Untersuchung ermöglicht war, hat sich herausgestellt, dass die Trennung nur durch verhältnismässig geringe Kräfte bewirkt worden war. So zerriss beim Periheldurchgange der durch die Sonnenhitze ausgedehnte Kern des grossen September-Kometen von 1882, weil an den einzelnen Stellen des Kernes die Bahngeschwindigkeit um weniger als 1:100000 der Perihelgeschwindigkeit verschieden war (und weil die innere Attraktion oder Kohäsion dieser Zugkraft nicht genug widerstand). Die Einzelkerne liefen in der ursprünglichen Bahnebene weiter, aber in Bahnen

von ganz verschiedenen Exzentrizitäten und Umlaufszeiten. Kreutz hat noch nachgewiesen, dass bei der Teilung jedenfalls keine Kraft gewirkt hat, die gegen die Sonne hin oder von ihr hinweg gerichtet war. In offenbarer Beziehung zu diesem September-Kometen stehen aber noch andere, so der Komet vom Februar 1843, der damals am Tage mit freiem Auge sichtbar war. Dieser Komet hat sich früher einmal von dem Urkometen abgelöst, und zwar auch gelegentlich eines Periheldurchganges. Er blieb aber nicht in der frühern Bahnebene, sondern wurde durch eine seitlich wirkende Kraft aus dieser abgelenkt. Im Oktober 1882 wurde auch noch von E. Hartwig und J. Schmidt ein kometarischer Nebel seitlich vom grossen Kometen beobachtet, von dem er sich rasch entfernte; hier hat also noch eine Kraft in der Richtung von der Sonne her mitgewirkt.

Wir sehen also Kometenteile abgestossen werden unter verschiedenen Richtungen, dürfen also beim Biela'schen Kometen zugeben, dass eine Abtrennung eines grössern Bruchstückes (wenn man dieses Wort bei einem nicht festen Körper gebrauchen darf) sehr wohl unter Mitwirkung seitlicher Kräfte stattgefunden habe. Die Bildung der normalen Kometenschweife geschieht ja bekanntlich in der Weise, dass ihre feinsten Partikel von der Sonne abgestossen werden, so dass der Schweif von der Sonne abgewandt erscheint. Die anomalen der Sonne zugekehrten Schweife würden dagegen nach Bredichin's Theorie schwerere Massen sein, bei denen die Wirkung jener abstossenden Kraft nicht in Betracht kommt im Vergleiche zur Gravitation gegen die Sonne hin. Zwischen diesen extremen Schweiftypen liegt nun noch ein mittlerer Typus, bei dem seitliche Abstossung von Massen mittlern Betrages angenommen wird. So hat es nach dieser Theorie, wie nach den thatsächlichen Erscheinungen am grossen September-Kometen nichts Unmögliches an sich, wenn man annimmt, dass vom Biela'schen Kometen sich nicht bloss in der Richtung der Bahnbewegung, sondern auch seitlich hierzu Nebenkometen abgetrennt haben.

Wie schon bemerkt, liegt jetzt der Schnittpunkt der Perrinebahn mit der Bielabahn 65° vor dem Perihel der letztern, an einem Orte, an welchem der Komet Biela etwa 48 Tage vor dem Periheldurchgange sich befindet. Bei der vorletzten, beobachteten Erscheinung stand der Komet hier am 25. Dezember 1845; man hatte ihn schon am 26. November aufgefunden, aber erst am 29. Dezember wurde der Begleiter entdeckt, allerdings schon in so grossem Abstande vom Hauptkometen, dass die Ablösung schwerlich erst 1845, sondern wohl schon in einem frühern Jahre vor sich gegangen war. Ein interessanter Zufall ist es aber doch, dass man bis auf nahe dasselbe Datum stösst für das Passieren des Kreuzungspunktes der Bahnen und für das Auftauchen des Nebenkometen. Dieser folgte aber dem Hauptkometen in unveränderter Bahn, wogegen der Komet Perrine sich in etwa 30° verschiedener Richtung entfernt haben

muss, so dass man in Wirklichkeit mit zwei Nebenkometen zu thun hat.

Noch auf eine merkwürdige Thatsache mag hier hingewiesen sein; der Komet Biela kreuzt nämlich etwa 72 Tage vor dem Perihel-durchgange die Bahn des Encke'schen Kometen. Es wäre vielleicht später der Mühe wert, zu untersuchen, ob diese Bahnkreuzung in Beziehung zum Zerfalle des Biela'schen Kometen steht. Hätte sich der Komet Perrine an dieser Stelle einmal abgetrennt, so hätte er freilich nicht sofort seine jetzige Bahn erhalten können. Besitzt er aber schon seit längerer Zeit keine selbständige Existenz, so hat seine Bahn sicherlich schon erhebliche Veränderungen durch die Jupiterstörungen erlitten.

Es liegt also eine recht verwickelte Aufgabe vor. Wir müssen zunächst die Lage, Form und Grösse der Bahn des Kometen Perrine noch genauer feststellen, um dann die in den letzten Jahrzehnten erfolgten Bahnveränderungen ermitteln zu können. Dann wird sich zeigen, an welcher Stelle diese Bahn von der Bielabahn abzweigt und vielleicht auch, wann die Trennung der Kometen selbst eingetreten ist. Ergiebt sich dann die Richtigkeit der Vermutung, dass die Ablösung in seitlicher Richtung stattfand, in der sonst die Bildung der Schweife vor sich geht, dann kann auch die »materielle« Theorie der Schweife als erwiesen gelten; denn aus bloss optischen Erscheinungen kann sich kein selbständig laufender Weltkörper zusammenballen. In diesem Zielpunkte liegt die physikalische Bedeutung der Entdeckung des Kometen Perrine.«

Sternschnuppen und Meteoriten.

Ein Versuch, den Schwarm der Leoniden zu photographieren, wurde von Isaac Roberts am 28. Februar 1897 gemacht. Die Luft war klar, und die atmosphärischen Verhältnisse erschienen für den Versuch günstig. Es wurden zwei sehr empfindliche Platten exponiert, und zwar $2^3/_4$ Stunden lang. Die Negative waren von guter Beschaffenheit, das eine, welches im 20zölligen Reflektor exponiert worden, zeigte noch Sterne 17. Grösse, das andere, das mit einer 5zölligen Porträtlinse exponiert war, zeigte Sterne 15. Grösse. Das photographische Feld der Reflektorplatte hat 2^0, das der Cameraplatte 17^0 im Durchmesser. Die Centra beider Platten waren auf den in der Ephemeride angegebenen Ort gerichtet, wo der Schwarm der Vorausberechnung gemäss sich befinden muss. Eine sorgfältige Untersuchung der beiden Platten liess indessen keinerlei Spur, weder von Meteoren, noch von dem sie vermutlich begleitenden Kometen erkennen. Der Schluss, zu welchem Roberts durch diesen Versuch gelangte, ist, dass innerhalb eines Radius von $8^1/_2{}^0$ um die berechnete Position des Schwarmes nichts von diesem letztern sichtbar ist, was Licht aussendet oder reflektiert, dessen Helligkeit derjenigen eines Sternes 15. Grösse gleich

käme, noch von 17. Grösse innerhalb eines Radius von 1° rings um jenen Punkt. Der Strom kann also zur Zeit noch nicht photographiert werden; wünschenswert ist ein neuer Versuch dazu im kommenden Winter[1]).

Eine Untersuchung mehrerer Eisenmeteoriten auf ihren Gehalt an Kohlenstoff oder dessen Modifikationen hat G. Moissan ausgeführt[2]). Er fand, dass der Meteorit von Kendal Co., Texas, durchsichtige Saphirkörner enthält, ausserdem amorphen Kohlenstoff, aber weder Graphit, noch Diamant. Der Meteorit von Newstead, Roxburgshire, Schottland, enthält amorphen Kohlenstoff und Graphit; das Eisen aus der Sierra de Deesa (1866) enthält graphitischen Kohlenstoff; das Tolucaeisen keinen Kohlenstoff; das Eisen von Nowo-Vrej, Körnchen von schwarzem Diamant (wie schon Jerofeieff und Latschinow gefunden hatten), das Cañon - Diablo-Eisen schwarzen Diamant.

Das Meteoreisen von Forsyth, Co., Georgia, welches vor etwa drei Jahren beim Pflügen gefunden wurde und etwa $22^1/_2$ *kg* wog, ist von E. Cohen näher untersucht worden. Das unregelmässig keilförmige, mit einer dünnen Rostrinde bedeckte Eisen bot die überraschende Eigentümlichkeit einer so verschiedenartigen Struktur, dass man die einzelnen Abschnitte als von verschiedenen Meteoriten herrührend auffassen könnte, und zwar war das dünnere Ende der unregelmässigen, dreiflächigen, zugespitzten Pyramide körnig (die Körner besassen meist einen Durchmesser von $^1/_4$—$^1/_2$ *mm*), während das andere abgerundete Ende des Blockes eine dichte Struktur zeigte, die erst bei starker Lupenvergrösserung feine Körnchen von etwa 0.02 *mm* Durchmesser erkennen liess. Diese beiden verschieden strukturierten Teile grenzten sich ohne Übergänge gegeneinander ab. Das körnige und das dichte Nickeleisen zeigten ein verschiedenes Verhalten gegen Salpetersäure, ersteres liess sich leicht mit verdünnter Salpetersäure ätzen, während letzteres selbst von konzentrierter Salpetersäure nur langsam angegriffen wurde. Gleichwohl war die chemische Zusammensetzung der beiden Varietäten eine gleiche, so dass die Strukturverschiedenheit nur durch die differente Art der Abkühlung veranlasst sein konnte, und zwar müsste die körnige Struktur den zentralen, langsamer abgekühlten Teilen zukommen, die dichte den peripherischen. Hieraus würde sich weiter ergeben, dass der Meteorit ursprünglich eine wesentlich andere Gestalt besessen, und dass von ihm dichte Partien abgesplittert sind. Dafür spricht auch der Umstand, dass die accessorischen Bestandteile (Troilit und Graphit) vorzugsweise in den dichten Partien liegen, da jene sich besonders in den peripherischen Teilen der Eisen-

[1]) Monthly Notices. **57.** Nr. 5. p. 430.
[2]) Compt. rend. **121.** p. 483 ff.

meteoriten anzureichern pflegen. Seiner Zusammensetzung nach gehört das Meteoreisen von Forsyth zu den Ataxiten, einer unter den Meteoreisen recht selten vertretenen Gruppe, zu welcher auch der Meteorit von Locust gehört[1]).

Fixsterne.

Die Astrophotometrie ist von Prof. G. Müller in einem Werke behandelt worden, welches die Gesamtheit dessen zur Darstellung bringt, was auf diesem Gebiete theoretisch und praktisch geleistet ist[2]).

Im ersten Abschnitte giebt der Verf. die Grundzüge der theoretischen Astrophotometrie. Er entwickelt die photometrischen Hauptgesetze und geht auch ausführlich auf das Lommel-Seeliger'sche Beleuchtungsgesetz ein, wobei wir indessen hier nicht weiter verweilen können. Die Extinktion des Lichtes in der Atmosphäre, die in den photometrischen Messungen der Fixsterne eine so grosse Rolle spielt, wird in gebührender Ausführlichkeit vorgeführt und der Laplace'schen Extinktionstheorie der Vorzug gegeben. Seidel hat zuerst aus Helligkeitsmessungen mit dem Steinheil'schen Prismenphotometer eine Extinktionstabelle für die verschiedenen Zenithdistanzen abgeleitet, und Prof. Müller später mit Hilfe des Zöllner'schen Photometers eine solche hergestellt. Beide stimmen im allgemeinen wohl gut miteinander überein bis zu etwa 80° Zenithdistanz, in grösserer Nähe beim Horizonte wird man aber überhaupt photometrische Messungen an Himmelskörpern im allgemeinen nicht anstellen. Prof. Müller hat auch auf dem 2500 *m* hohen Säntis in der Schweiz Beobachtungen angestellt, die ihn zu einer Extinktionstabelle führten. Ein Überblick über diese beiden von Prof. Müller im Anhange zu seinem Werke mitgeteilten Extinktionstabellen zeigte unmittelbar den Unterschied zwischen einer niedern und höhern Beobachtungsstation. »Bei einer Zenithdistanz von 70° ist die Helligkeit eines Sternes am Meeresniveau um 0.45 Grössenklasse, dagegen auf einem 2500 *m* hohen Berge nur um 0.26 kleiner als im Zenith; bei 80° Zenithdistanz beträgt die Lichtabschwächung gegenüber dem Zenith in der Ebene ungefähr eine Grössenklasse, auf dem Berge nur 0.64; bei 88° Zenithdistanz endlich hat ein Stern von seiner Zenithhelligkeit an der untern Station eine volle Grössenklasse mehr eingebüsst als auf der obern. Der Umstand, dass man auf einem hohen Berge in der Nähe des Horizontes mit blossem Auge mehr Sterne sieht als in der Ebene, lässt den Anblick des gestirnten Himmels daselbst etwas fremdartig erscheinen und verleitet leicht zur Überschätzung des Durchsichtigkeitszuwachses. Im Zenith selbst ist der Helligkeitsgewinn, wenn man aus den

---

[1]) Sitzungsbericht d. Berliner Akad. d. Wissensch. 1897. p. 386.

[2]) Die Photometrie der Gestirne. Von Prof. Dr. G. Müller. Leipzig, Verlag von W. Engelmann 1897.

untern Schichten der Atmosphäre in die höhern aufsteigt, verhältnismässig unbedeutend; nach der Theorie dürfte die Zenithhelligkeit eines Sternes an einem 2500 *m* hohen Beobachtungsorte noch nicht um 0.1 grösser sein als in der Ebene.« Eine direkte empirische Bestimmung dieses Betrages wäre im hohen Grade erwünscht. Bisher ist eine solche erst einmal, und zwar im Jahre 1894 von Kempf und Müller durch gleichzeitige Beobachtungen in Catania und auf dem Gipfel des Ätna versucht worden; doch ist dieser Versuch, dessen Ergebnisse noch nicht veröffentlicht sind, keineswegs als entscheidend zu betrachten. »So viel steht fest, dass die mehrfach aufgestellte Frage, ob die Errichtung von festen Observatorien auf hohen Bergen zu empfehlen sei, verneint werden müsste, falls es sich lediglich um die Zunahme der Sternhelligkeit handelt, weil der Gewinn von wenigen Zehntel Grössenklassen, noch dazu erst bei niedrigem Stande der Sterne, in keinem Verhältnisse zu den beträchtlichen Kosten und der schwierigen Unterhaltung solcher Stationen stehen würde.«

Dieses Ergebnis ist sehr merkwürdig und steht in auffälligem Gegensatze zu anderweitigen Behauptungen und Erfahrungen, wonach in grossen Höhen wenigstens das teleskopische Sehen sehr viel tiefer in den Raum reichen soll als in der Ebene.

Was die Frage nach der Helligkeit der Gestirne ausserhalb der Erdatmosphäre betrifft, so lässt sich dieselbe nur unter Annahme einer bestimmten Theorie aus den Beobachtungen entwickeln. Prof. Müller hat die wichtigern Versuche dieser Art zusammengestellt und auf den Barometerstand von 760 *mm* reduziert. Hiernach würde das Licht eines im Zenith stehenden Sternes durch die Atmosphäre geschwächt werden um 0.23 einer Sterngrösse nach Bouguer, um 0.20 nach Müller, um 0.14 nach Langley. Als Mittelwert für den Transmissionskoeffizienten der Erdatmosphäre kann man 0.835 annehmen, woraus folgt, dass die Sterne ausserhalb der Erdatmosphäre um rund 0.2 Grössenklassen heller erscheinen, als im Zenith eines Beobachtungsortes im Niveau des Meeres bei besonders günstigem Luftzustande.

Im zweiten Abschnitte bespricht Prof. Müller die photometrischen Apparate. Dieselben entstammen ausnahmslos der neuern und neuesten Zeit. »Noch im 18. Jahrhunderte, als Bouguer und Lambert ihre grundlegenden Werke über die theoretische Photometrie verfassten, waren die instrumentellen Hilfsmittel, welche diesen Männern zu Gebote standen, von der allerprimitivsten Art. Die Photometer, deren sich Bouguer und Lambert bedienten, gestatteten nur die Vergleichung von ziemlich hellen Lichtquellen. Am Himmel liessen sie sich allenfalls auf Sonne und Mond anwenden, aber die Messung selbst der allerhellsten Fixsterne blieb damit unausführbar. Erst im gegenwärtigen Jahrhunderte hat sich eine erfreuliche Wandlung vollzogen. Arago, der jüngere Herschel und Steinheil haben die erste Anregung zur Konstruktion brauchbarer Instrumente für die

Himmelsphotometrie gegeben, und es gebührt diesen Männern das Verdienst, diesem arg vernachlässigten und fast abgestorbenen Zweige der Astronomie neues Leben eingeflösst zu haben. Seit dieser Zeit ist ein Stillstand in den Bestrebungen zur Vervollkommnung der photometrischen Apparate nicht mehr eingetreten. Erst allmählich, dann immer schneller und allgemeiner ist das Interesse für diesen Gegenstand bei den Astronomen gewachsen, und namentlich die letzten Jahrzehnte haben uns mit einer reichen Fülle von nützlichen Instrumenten zur Lichtmessung der Gestirne beschenkt. Nicht wenig hat zu dieser Entwickelung der Umstand beigetragen, dass die grossartigen Fortschritte der Technik in Bezug auf das Beleuchtungswesen notwendig die Einführung exakter photometrischer Methoden bedingten und einen regen Erfindungseifer bei Physikern und Technikern hervorriefen. Wenn auch die meisten der für die Zwecke des praktischen Lebens konstruierten Photometer, deren Zahl bereits zu einer sehr bedeutenden angewachsen ist, nicht unmittelbar zu Messungen am Himmel verwendbar sind, so ist doch manche glückliche Idee, mancher praktische Kunstgriff auch der Himmelsphotometrie zu gute gekommen.

Noch sind wir weit von der Erreichung des Endzieles entfernt, das uns für die Konstruktion eines vollkommenen Photometers vorschwebt. Die Genauigkeit, die mit den jetzigen Hilfsmitteln erreichbar ist, bleibt verhältnismässig weit hinter den Ansprüchen zurück, welche die Astronomie auf andern Gebieten zu stellen pflegt, und ist unter allen Umständen nicht genügend, um subtile Fragen, wie z. B. bei dem Problem der Planetenbeleuchtung, bei den Lichterscheinungen der veränderlichen Sterne u. s. w. auftreten, zu entscheiden. Solange es nicht gelingt, die Helligkeit eines Gestirnes bis auf wenige Hundertstel Grössenklassen genau zu bestimmen, fehlt es für die Lösung einer grossen Zahl von photometrischen Aufgaben an den sichern Grundlagen.

Die meisten bisher gebräuchlichen Astrophotometer verlangen in letzter Instanz das Urteil des menschlichen Auges; sie messen nicht die objektive Helligkeit der betrachteten Lichtquelle, sondern sie erleichtern nur die Ermittelung der physiologen Intensität. Es ist klar, dass auf diese Weise von vornherein allen Photometern infolge der Unvollkommenheit des Sehorganes eine Genauigkeitsgrenze gesetzt ist, welche unter keinen Umständen, auch wenn der Messapparat und die demselben zu grunde liegenden photometrischen Methoden noch so sehr verfeinert würden, überschritten werden kann. Durch lange Übung lässt sich allerdings das Auge bis zu einem gewissen Grade schulen, und wer sich viel mit photometrischen Beobachtungen beschäftigt hat, wird z. B. feinere Lichtunterschiede wahrzunehmen vermögen, als ein Anfänger auf diesem Gebiete. Aber die natürlichen Mängel des Auges, die namentlich bei der Vergleichung verschiedenfarbiger Lichtquellen hervortreten, stellen der Erreichung der allerhöchsten Genauigkeit für immer eine unüber-

windliche Schranke entgegen. Kein Auge ist im stande, die relative Stärke zweier merklich voneinander verschiedenen Lichteindrücke zahlenmässig festzustellen, ebensowenig wie es nach einem längern Zeitraume mit Sicherheit zu konstatieren vermag, ob eine Lichtquelle ihre Intensität bis zu einem gewissen Grade bewahrt hat. Was das Auge, namentlich bei einiger Übung, mit Zuverlässigkeit leisten kann, das ist die Beurteilung der Gleichheit zweier nahe bei einander befindlichen gleichzeitig wahrgenommenen Lichteindrücke. Dabei müssen aber noch eine Reihe von Bedingungen erfüllt sein. In erster Linie ist es erwünscht, dass die zu vergleichenden Gegenstände dieselbe scheinbare Grösse besitzen und in allen Teilen gleichmässig erleuchtet erscheinen. Die Vergleichung eines leuchtenden Punktes mit einer leuchtenden Fläche ist gänzlich unausführbar, und die Beurteilung zweier Sterne wird um so unsicherer, je mehr die Durchmesser der Diffraktionsscheibchen derselben voneinander verschieden sind. Zuverlässiger als Punktvergleichungen sind Flächenvergleichungen; doch ist es unbedingt notwendig, dass die beiden Flächen genau in einer geraden Linie oder, was manche für wünschenswerter halten, in irgend einer scharf begrenzten Kurve aneinanderstossen, so dass im Falle der vollkommenen Helligkeitsgleichheit die Grenzlinie ganz verschwindet. Gelingt es nicht, den beiden Lichtquellen dieselbe scheinbare Grösse zu geben, so beurteilt man in vielen Fällen mit Vorteil ihre Intensität nach dem Grade der Erleuchtung, die sie auf einer weissen Fläche hervorrufen, indem man nach den Grundgesetzen der Photometrie annimmt, dass zwei Lichtquellen dieselbe Intensität haben, wenn sie auf einer weissen Fläche, in gleichen Entfernungen und bei denselben Incidenz- und Emanationswinkeln, denselben Beleuchtungseffekt hervorbringen. Durchaus erforderlich ist es ferner, dass die zu vergleichenden Lichteindrücke weder allzu intensiv, noch allzu schwach sind; im ersten Falle werden die Sehnerven zu stark gereizt, und es tritt eine Abstumpfung ein, die ein richtiges Urteil erschwert, im andern Falle muss sich das Auge unter Umständen übermässig anstrengen. Endlich ist für eine sichere Beurteilung der Gleichheit zweier Lichtquellen die gleiche Färbung derselben unerlässlich. Je auffallender der Farbenunterschied ist, desto schwieriger wird die Entscheidung des Auges, und desto mehr weichen die Urteile verschiedener Beobachter voneinander ab.

Aus dem Vorangehenden folgt, dass, solange das menschliche Auge bei der Lichtmessung hervorragend beteiligt ist, die Hauptaufgabe für die Konstruktion brauchbarer Photometer sich darauf reduziert, Mittel ausfindig zu machen, um die lebendige Kraft einer Lichtquelle in messbarer Weise so weit zu verändern, bis dieselbe auf der Netzhaut des Auges denselben physiologischen Eindruck hervorbringt, wie eine andere Lichtquelle. Wenn dabei ein solches Photometer noch möglichst viele der oben angeführten Bedingungen erfüllt, so wird es um so vollkommener seinem Zwecke entsprechen.«

Prof. Müller bespricht nun im einzelnen die bisher zur Anwendung gekommenen Photometer, darunter zunächst diejenigen Photometer, bei denen das Verschwinden von Lichteindrücken beobachtet wird. Hierzu gehören die Apparate, bei denen die Auslöschung des Lichtes durch Abblendungsvorrichtungen bewirkt wird, die vor dem Objektiv angebracht werden oder zwischen Objektiv und Okular, sie alle haben keine wesentlichen Erfolge in der Praxis aufzuweisen. Das nämliche gilt von denjenigen Apparaten, welche die Auslöschung des Lichtes durch absorbierende Medien bewirken, mit Ausnahme des Keilphotometers, das sich seit Pritchard (1881) in der Praxis bewährt hat und in Potsdam wesentliche Verbesserungen empfing. Die zweite Klasse von Photometern, bei denen die zu messende Lichtquelle durch irgend welche Mittel so weit geschwächt wird, bis ihre Helligkeit der einer andern Lichtquelle gleichkommt, hat vor den Auslöschungsphotometern so viele Vorteile voraus, dass ihre grössere Verbreitung ganz selbstverständlich erscheint. Einer der Hauptvorzüge dieser Methode besteht darin, dass das Auge viel weniger angestrengt wird als bei der Beobachtung des Verschwindens, und dass eine Änderung der Empfindlichkeit des Auges wenig oder keinen Einfluss auf die Messungen ausübt, weil die beiden zu vergleichenden Lichtquellen gleichmässig davon betroffen werden. Dabei ist die Sicherheit der einzelnen Einstellung grösser als bei der Auslöschungsmethode, schon deshalb, weil die eigentliche Pointierung keine einseitige ist, vielmehr das zu messende Objekt abwechselnd heller und schwächer gemacht werden kann als das Vergleichsobjekt. Die verschiedene Helligkeit des Grundes kommt bei dieser Gattung von Photometern zwar auch in Betracht, der störende Einfluss derselben lässt sich aber durch geeignete Vorrichtungen bei den meisten Apparaten so gut wie ganz unschädlich machen; es ist nämlich fast immer zu erreichen, dass sich die Helligkeiten des Grundes, auf den die zu vergleichenden Objekte, beispielsweise zwei Sterne, projiziert erscheinen, im Instrumente miteinander vermischen, so dass die Objekte auf einem gleichmässig hellen Untergrunde sichtbar sind.

Von den zahlreichen Photometern dieser Klasse ist, soweit es sich um Apparate zur Bestimmung der Sternhelligkeit handelt, hauptsächlich das Steinheil'sche Prismenphotometer zu erwähnen, weil es durch Seidel's Messungen zuerst einen Katalog wirklich photometrisch gemessener Sterne lieferte. John Herschel's Astrometer, das auch in diese Klasse gehört, ist eine ganz primitive Vorrichtung, die nur von ihrem Erfinder vorübergehend benutzt wurde, während Schwerd's Photometer so kompliziert ist, dass es niemals praktisch brauchbar werden kann. Weit praktischer erwies sich die Benutzung der Eigenschaften des polarisierten Lichtes, besonders in den beiden von Zöllner konstruierten und in den Pickering'schen Photometern. Von letztern ist vor allem das Meridianphotometer zu erwähnen, mit welchem Prof. Pickering seine grossen Helligkeitskataloge, die umfassendsten welche wir zur Zeit besitzen, hergestellt hat.

Im dritten Kapitel bespricht Prof. Müller die Spektralphotometer. Wenn man das von verschiedenen Lichtquellen ausgesandte Licht mit Hilfe eines Prismas in die einzelnen Strahlengattungen zerlegt und auf irgend eine Weise die Gleichheit der Intensität in einem bestimmten Farbenbezirke bei sämtlichen Spektren herstellt, so sieht man, dass an andern Stellen diese Gleichheit nicht mehr besteht. Bei einzelnen Lichtquellen überwiegen die weniger brechbaren, bei andern die brechbarern Strahlen. Die Lichtverteilung im Spektrum ist durchaus charakteristisch für jede Lichtquelle; sie wird im allgemeinen bedingt durch die Temperatur und die damit im Zusammenhange stehende Färbung derselben. Je höher die Temperatur einer Lichtquelle, und je weisser infolgedessen gewöhnlich auch ihre Färbung ist, desto reicher ist ihr Spektrum an blauen und violetten Strahlen. Umgekehrt macht sich eine niedrigere Temperatur durch das stärkere Hervortreten der roten Strahlengattungen bemerkbar. Es geht hieraus hervor, wie wichtig die Kenntnis der Lichtkurve des Spektrums für die Beurteilung einer Lichtquelle ist, es ist aber auch unmittelbar klar, dass die Bestimmung dieser Kurve, da es sich um die Vergleichung verschiedener Farben handelt, aus physiologischen Gründen grosse Schwierigkeiten bereitet.

Unter den mancherlei Apparaten, die man zu diesen Behufe vorgeschlagen und ausgeführt hat, ist bloss das Glan-Vogel'sche Spektralphotometer zu ausgedehnterer Verwendung in der Astrophysik gelangt. Schliesslich bespricht Prof. Müller auch die Photographie als photometrisches Hilfsmittel, die sich besonders auf dem Gebiete der Fixsternhelligkeiten als überaus wertvoll erwiesen hat.

Im dritten Abschnitte werden die bisherigen Ergebnisse der photometrischen Beobachtungen am Himmel vorgeführt. Zunächst bespricht er die Sonne und die Versuche, das Licht derselben mit andern Lichtquellen zu vergleichen. Den ersten Versuch machte 1725 Bouguer. Er liess das Sonnenlicht durch eine kleine Öffnung, welche mit einer Konkavlinse von 2.25 *mm* Durchmesser verschlossen war, in ein dunkles Zimmer fallen und fing dasselbe in einer Entfernung von etwa 180 *cm* auf einem weissen Schirme auf. Da das Licht sich auf dem Schirme über einen Kreis von ungefähr 24.3 *cm* Durchmesser ausbreitete, so ergab sich die Dichtigkeit der Beleuchtung auf dem Schirme 11664 mal geringer, als die Dichtigkeit der Beleuchtung beim Auffallen auf die Linse. Eine Wachskerze in der Entfernung von 43.3 *cm* beleuchtete den Schirm etwa ebenso hell wie die Sonne durch die Linse. Um aber eine 11664 mal stärkere Beleuchtung hervorzubringen, müsste die Kerze dem Schirme bis auf eine Distanz von 4.01 *mm* nahe gebracht werden. Es folgt also daraus leicht, dass in der Entfernung von einen Meter rund 62000 Kerzen aufgestellt werden müssten, um den gleichen Beleuchtungseffekt wie die Sonne zu erzielen. Bei diesem Versuche hatte die Sonne eine Höhe von 31° über dem Horizonte. Berücksichtigt man die Extinktion in der Erd-

atmosphäre, so findet man, dass die Sonne, im Zenith gedacht, eine Fläche ebenso stark beleuchten würde wie rund 75600 Kerzen in der Entfernung von einem Meter. Da bei dieser Berechnung auf die Absorption des Sonnenlichtes in der Linse gar keine Rücksicht genommen ist, und da ferner die Vergleichung wegen der Verschiedenheit der Farben von Sonnen- und Kerzenlicht notgedrungen sehr schwierig sein musste, so kann das abgeleitete Resultat nur als ein erster Näherungswert betrachtet werden.

Wollaston bediente sich 1799 der Rumford'schen Methode der Schattenvergleichung und fand, dass das Sonnenlicht etwa 60000 Kerzen in der Entfernung von einem Meter an Helligkeit gleich ist. In neuester Zeit hat Exner auf anderem Wege nahe das gleiche Ergebnis gefunden. Alles dies bezieht sich aber nur auf die Beleuchtung. Wesentlich verschieden ist die mittlere scheinbare Helligkeit der Sonnenoberfläche. Wollen wir diese im Verhältnisse zu andern Lichtquellen ausdrücken, so müssen wir die scheinbaren Grössen der ausstrahlenden Flächen berücksichtigen. Die Fläche einer Kerzenflamme beträgt etwa drei Quadratcentimeter; sie erscheint daher, als Kreis gedacht, in der Entfernung von einem Meter unter einem Winkel von $1^{0}\,7'\,11''$. Mit Zugrundelegung des obigen Wertes von 50000 Kerzen für die Sonnenbeleuchtung findet man daher, dass die scheinbare Helligkeit der Sonnenoberfläche ungefähr 220420 mal so stark ist wie die scheinbare Helligkeit einer englischen Normalkerze.

Vergleichungen der Intensität des Sonnenlichtes mit derjenigen des Mondlichtes haben Bouguer und Wollaston ebenfalls angestellt; ersterer fand, dass 300000, letzterer, dass 800000 Vollmonde erforderlich seien, um die nämlich Erleuchtung zu bewirken wie die Sonne. Sicherer ist der von Bond gefundene Wert von 470980, dagegen fand Zöllner für das Verhältnis der mittlern scheinbaren Helligkeit der Sonne zu derjenigen des Mondes die Zahl 569500, und diese Zahl kommt der Wahrheit wohl am nächsten. Auch bezüglich des Vergleiches der Sonne mit der Helligkeit von Fixsternen sind nur die Messungen Zöllner's nennenswert, die aber auch nur unsichere Resultate ergaben. Von grösserer Wichtigkeit in bezug auf die erhaltenen Ergebnisse sind die photometrischen Messungen der Planeten und ihrer Trabanten. Die allgemeine Bedeutung dieser Art von Beobachtungen charakterisiert Prof. Müller vortrefflich. Er sagt: »dass die Helligkeitsmessungen der Planeten und ihrer Monde ein vortreffliches Hilfsmittel zur Erforschung der physikalischen Beschaffenheit dieser Himmelskörper liefern, unterliegt wohl keinem Zweifel; nur muss man sich davor hüten, die Bedeutung dieser Messungen zu überschätzen, und, wie es bereits häufig geschehen ist, allzu grosse Erwartungen an dieselben zu knüpfen. Zöllner geht offenbar zu weit, wenn er in seinen »Photometrischen Untersuchungen« die Ansicht ausspricht, »dass die Anwesenheit einer Atmosphäre oder partiell spiegelnder Substanzen in den Helligkeitsänderungen der Phasen eines Planeten ihren bestimmten und gesetzmässigen

Ausdruck finden wird, so dass man aus der besondern Beschaffenheit dieser Änderungen mit grösserer Sicherheit die physikalische Eigentümlichkeit der Planetenoberflächen wird ermitteln können, als dies bisher auf dem Wege der direkten Beobachtung möglich gewesen ist.«

»Wie schwierig es ist, aus den blossen Messungen des Gesamtlichtes eines Planeten auf seine wirkliche Oberflächenbeschaffenheit zu schliessen, lässt sich am besten beurteilen, wenn man sich vorstellt, welchen Anblick unsere Erde einem Beobachter auf einem der andern Planeten darbieten würde. Die grossen Wassermengen, welche wie mächtige Spiegel wirken, die Schnee- und Eismassen, welche zum Teil immerwährend, zum Teil nur in bestimmten Zeitepochen grosse Strecken der Erde bedecken, die gewaltigen Flächen bebauten und unbebauten Landes, die hohen Gebirgszüge mit den Schatten, die sie bei verschiedener Beleuchtung werfen, endlich die Atmosphäre mit den beständig wechselnden Wolkengebilden — alle diese Faktoren, zu denen noch die Rotation des Erdballes hinzukommt, würden sich in den Helligkeitserscheinungen zu einer Gesamtwirkung vereinigen, in welcher sich auf keinen Fall der Einfluss der einzelnen Ursachen erkennen liesse. Etwas anders, aber nicht viel besser verhält es sich mit denjenigen Planeten, welche, abweichend von der Erde, mit einer so dichten Atmosphäre umgeben sind, dass die Sonnenstrahlen zum grossen Teile von derselben reflektiert werden und kaum zu der eigentlichen festen Oberfläche gelangen; hier ist natürlich gar keine Aussicht vorhanden, aus den Lichtmessungen etwas näheres über die physikalische Beschaffenheit derselben zu erfahren.

Wenn es gelänge, die Helligkeit eines Planeten an jedem beliebigen Punkte seiner Scheibe mit derselben Sicherheit zu bestimmen, wie sein Gesamtlicht, dann würde sich vielleicht eher Aufschluss über manche der in Betracht kommenden Fragen finden lassen. Solange dies aber nicht gelungen ist, muss man jede optimistische Auffassung bei Seite lassen und sich damit begnügen, Analogien zwischen den einzelnen Gliedern des Sonnensystems aufzusuchen. Es ist wohl kaum zu bestreiten, dass Himmelskörper, welche unter denselben Beleuchtungsverhältnissen dieselben Helligkeitserscheinungen zeigen, hinsichtlich ihrer physischen Beschaffenheit eine gewisse Verwandtschaft miteinander haben müssen, die sich nicht notwendig bis in die genaueste stoffliche Übereinstimmung zu erstrecken braucht, die aber doch gerade für diese Körper charakteristisch ist. Es liegt auch nahe, festzustellen, nach welchen Gesichtspunkten eine Klassifizierung der Planeten zu erfolgen hätte. Es wird sich dabei hauptsächlich um den grössern oder geringern Grad der Dichtigkeit handeln, welche die Planetenatmosphären besitzen. Bei Körpern mit sehr dichter Atmosphäre wird man voraussichtlich das höchste Reflexionsvermögen finden, ausserdem wird man die Helligkeitserscheinungen ihrer Phasen am leichtesten durch eine rationelle Theorie

darstellen können. Bei denjenigen Planeten, welche, wie unsere Erde, von einer wenig dichten, beständigen Veränderungen unterworfenen Atmosphäre umgeben sind, wird die Phasenlichtkurve wahrscheinlich ganz unregelmässig verlaufen und der Theorie wenig oder gar nicht zugänglich sein. Diejenigen Himmelskörper endlich, die, wie unser Mond, so gut wie gar keine Atmosphäre haben, werden am wenigsten Licht reflektieren, und es scheint bei ihnen die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, aus der Vergleichung mit dem Reflexionsvermögen irdischer Substanzen einen Rückschluss auf ihre Beschaffenheit zu ziehen, wenigstens in dem Sinne, dass besonders auffallende Erscheinungen, wie sie z. B. eine ganz mit Schnee und Eis bedeckte Oberfläche darbieten würde, richtig gedeutet werden könnten. Auch wäre es denkbar, dass bei einer aussergewöhnlichen Verteilung von hellen und dunklen Partien auf der Oberfläche eines solchen Planeten seine Rotation durch sorgfältige photometrische Beobachtungen mit einiger Zuverlässigkeit bestimmt werden könnte.

Hiermit ist das Gebiet näher fixiert, innerhalb dessen in bezug auf die physische Beschaffenheit der Planeten und Trabanten von der Photometrie Erfolge zu hoffen sind. Es giebt aber noch eine Anzahl von Fragen, die mit dem Problem der Planetenbeleuchtung in enger Beziehung stehen. Dazu gehört vor allem die Frage nach der Veränderlichkeit der Sonnenstrahlung. Es ist bereits im Frühern erörtert worden, mit welchen Schwierigkeiten die Lichtmessungen der Sonne verbunden sind, und wie geringe Aussicht vorhanden ist, etwaige periodische oder säkulare Veränderungen der Lichtintensität durch direkte Beobachtungen zu ermitteln. Die Messungen der Planeten bieten nun insofern einen gewissen Ersatz, als sich in ihren Helligkeiten notwendig alle Schwankungen des Sonnenlichtes widerspiegeln müssen, und da die Intensitätsbestimmungen der Planeten mit verhältnismässig grosser Sicherheit ausgeführt werden können, so lässt sich eine Entscheidung darüber, ob die Sonne ein veränderlicher Stern ist, viel eher auf diesem indirekten Wege hoffen, zumal der Umstand dabei ins Gewicht fällt, dass alle Planeten gleichzeitig denselben Verlauf der Erscheinung zeigen müssen.

Von hohem Interesse ist auch die Frage nach der Existenz eines lichtabsorbierenden Mediums innerhalb des von unserem Planetensysteme eingenommenen Weltraumes. Dass die Photometrie der Planeten ein wertvolles Mittel zur Entscheidung dieser Frage geben kann, liegt auf der Hand. Eine einfache Betrachtung auf Grund der im Kapitel über die Extinktion des Lichtes in der Erdatmosphäre gefundenen Resultate lehrt, dass ein gleichmässig den Planetenraum erfüllendes Medium, wenn seine Dichtigkeit auch 30 Millionen mal geringer wäre als diejenige der untersten atmosphärischen Schichten, doch in den Lichtquantitäten, die ein Planet einmal in seiner grössten Erdnähe, das andere Mal in seiner grössten Erdferne uns zusenden würde, einen Helligkeitsunterschied von 0.2 bis 0.3 Grössenklassen hervorbringen könnte, ein Betrag, der durch sorgfältige photometrische

Messungen noch mit vollkommener Sicherheit festzustellen ist. Es verdient hier endlich noch auf die hohe Bedeutung hingewiesen zu werden, welche die Lichtmessung der kleinen Planeten und der Satelliten für die Bestimmung der Dimensionen dieser Himmelskörper hat. Gegenwärtig bietet noch bei der überwiegenden Mehrzahl derselben die Photometrie das einzige Mittel, Werte für ihre Durchmesser zu erhalten. Wenn diese Angaben auch verhältnismässig unsicher sind, weil sie auf unkontrollierbaren Annahmen über die Reflexionsfähigkeit der betreffenden Himmelskörper beruhen, so werden sie doch voraussichtlich nicht allzu weit von der Wahrheit entfernt sein und uns eine ausreichende Vorstellung von den Grössenverhältnissen im Sonnensysteme geben.«

Das grosse Verdienst, die ersten wertvollen Messungen über die Helligkeiten der Planeten ausgeführt zu haben, gebührt Seidel und Zöllner, und obgleich ihre Resultate in mancher Beziehung der Verbesserung bedürfen, so bilden sie doch einen unschätzbaren Ausgangspunkt für alle Untersuchungen auf diesem Gebiete. Leider hat ihr Beispiel nur wenig Nachahmer gefunden, und erst in neuerer Zeit ist durch die Satellitenbeobachtungen Pickering's und durch die langjährigen Planetenmessungen in Potsdam ein ausreichendes Material geliefert worden, um auf dem von Seidel und Zöllner geschaffenen Fundamente weiter bauen zu können.

Bestimmungen von Fixsternparallaxen sind von B. Peter am 6zölligen Repsold'schen Heliometer der Leipziger Sternwarte ausgeführt worden[1]). Es wurden im ganzen neun Sterne mit starken Eigenbewegungen ausgewählt und dieselben zwei Jahre hindurch beobachtet, wobei jedesmal die Abstände von zwei rechts und links stehenden schwachen Nebensternen gemessen wurden. Als Ergebnisse werden die nachstehend angegebenen Parallaxen π von drei der untersuchten Sterne mitgeteilt:

Bradley 3077	$\pi = 0.14''$	$\pm 0.012''$
Argel.-Oeltzen 1060.3 .	$\pi = 0.17$	± 0.014
31 Aquilae	$\pi = 0.07$	± 0.019

Die wahren Bewegungen von elf Sternen im Raume behandelte Dr. Kobold[2]), es sind dies die einzigen, für welche diese mit einiger Sicherheit anzugeben sind, indem für sie gleichzeitig Parallaxe und Geschwindigkeit in der Gesichtslinie bekannt sind. Verf. hebt als merkwürdig hervor, dass die Projektionen dieser Bewegungen auf die Ebene der Milchstrasse meist grösser sind, als die Komponenten senkrecht zu dieser Ebene. Folgendes sind die bezüglichen Angaben für die betreffenden Sterne, π bezeichnet die Parallaxe, v die wahre Bewegung pro Sekunde:

[1]) Abh. d. Kgl. sächs. Ges. d. Wissensch. **22.** p. 237.
[2]) Astron. Nachr. **138.** p. 244.

Arktur	$\pi = 0.016''$	$v = 674$ *km*
Pollux	$\pi = 0.057$	$v = 53$ »
Aldebaran	$\pi = 0.101$	$v = 49$ »
Altair	$\pi = 0.214$	$v = 40$ »
Capella	$\pi = 0.095$	$v = 33$ »
Wega	$\pi = 0.092$	$v = 24$ »
Sirius	$\pi = 0.380$	$v = 22$ »
Procyon	$\pi = 0.341$	$v = 19$ »
Beteigeuze	$\pi = 0.022$	$v = 18$ »
Regulus	$\pi = 0.089$	$v = 17$ »
Algol	$\pi = 0.05$	$v = 2$ »

Die Angabe für Arktur ist höchstwahrscheinlich wenig zuverlässig.

Der Begleiter des Sirius ist auf der Lick-Sternwarte Ende Oktober 1896 von Aitken und Schaeberle wieder aufgefunden worden[1]). Positionswinkel 189°, Distanz 3.7″, in guter Übereinstimmung mit der Vorausberechnung. Zuletzt wurde dieser Begleiter auf der Lick-Sternwarte von Burnham 1890 gesehen im Positionswinkel 359° und 4.19″ Distanz.

Seitdem ist der Siriusbegleiter auch an kleinern Instrumenten wiedergesehen worden, so am 20. März 1897 am 12½ zölligen Refraktor der Sternwarte der Washington-Universität von H. S. Pritchell. Der Positionswinkel war 195°, die Distanz 3.5″[2]).

Ein Begleiter des Procyon ist von J. M. Schaeberle am 14. November 1896 am 36 zölligen Refraktor der Lick-Sternwarte entdeckt worden[3]). Derselbe ist 13. Grösse und steht in 4.59″ Distanz und 318.45° Positionswinkel. Es ist wahrscheinlich, dass die von Bessel entdeckte Anomalie in der Eigenbewegung des Procyon durch diesen Begleiter verursacht wird. Nach Auwers' Untersuchungen sollte dieser Begleiter im Positionswinkel 275° stehen. Die Farbe des Begleiters ist gelblich und ziemlich intensiv.

Der spektroskopische Doppelstern α^1 Geminorum ist 1896 von A. Belopolsky spektrophotographisch untersucht worden[4]), nachdem er am 7. und 11. April 1894 Werte für die Geschwindigkeit in der Richtung der Gesichtslinie erhalten hatte, welche weit mehr voneinander abwichen als der wahrscheinliche Fehler dieser Bestimmungen betragen konnte. Erst seit Januar 1896 konnte Belopolsky bestimmt feststellen, dass der Stern α^1 zur Klasse der spektroskopischen Doppelsterne gehört mit einer Periode von 2.91 Tagen. Als Epoche für die relative Geschwindigkeit (gegen die Erde) = 0 nimmt Belopolsky 27.34 Februar 1896 und findet für die Zeit des nächsten darauf folgenden Periastrums Februar 27.74 mittlere Zeit von Pulkowa.

---

[1]) Publ. of the Astron. Society of the Pacific 1896. 8. Nr. 53. p. 332.
[2]) Bull. de la Société astron. de France 1897. p. 203.
[3]) Publ. of the Astron. Society of the Pacific 1896. 8 Nr. 53. p. 314.
[4]) Astrophysical Journal 1897. 5. Nr. 1. p. 1.

Die Bewegung des Systemes relativ zur Sonne beträgt — 10.4 *km* in der Sekunde und die halbe grosse Axe der Bahn 2 946 000 *km*, die Exzentrizität 0.21.

Ein spektroskopischer Doppelstern in Puppis ist auf den Photographien der Arequipa-Station entdeckt worden [1]). Sein Ort am Himmel (für 1900) ist RA. $7^h\ 55.3^m$ D. — $48^{\circ}\ 58'$, seine photometrische Grösse 4.50. Die Linien in seinem Spektrum wurden zuerst als doppelt und ebenso der wahre Charakter des Sternes erkannt von Prof. Edward C. Pickering im Februar 1895. Infolgedessen wurden von Prof. Bailey weitere photographische Aufnahmen des Spektrums veranstaltet und dadurch die Duplizität bestätigt. Die Untersuchung aller vorliegenden Aufnahmen ergab eine Periodendauer von $3^d\ 2^h\ 46^m$. Während 37 Stunden erscheinen die Linien doppelt. Es ist dies der vierte spektroskopische Doppelstern, in welchem beide Komponenten hell sind; die andern sind: ζ Ursae majoris, β Aurigae und μ^1 Scorpii.

Die spektroskopischen Doppelsterne und ihre Beziehung zu den Veränderlichen von kurzer Periode. Dr. W. Roberts macht darauf aufmerksam [2]), dass, nachdem durch Belopolsky bei δ im Cepheus eine Bahnbewegung in einer Periode, welche mit der Dauer des Lichtwechsels übereinstimmt, nachgewiesen ist, müsse man auch die andern Veränderlichen von kurzer Periode als Doppelsterne ansehen, deren Komponente allerdings am Fernrohre nicht zu trennen sind. Diese Sterne haben alle die Eigenschaft gemeinsam, dass die Lichtzunahme rascher erfolgt (bis zu sechsmal) als die Abnahme, und dass das Helligkeitsintervall stets geringer als 2.0 Grössen (meist 0.8 — 1.0) ist. Ferner sind die Perioden konstant (mit vier Ausnahmen). Sodann zeigen die Lichtkurven dieser Sterne keinen konstanten Teil, wie die der Algolsterne; Ab- und Zunahme gehen direkt ineinander über. Die Verfinsterungs- oder Bedeckungstheorie ist daher nicht anwendbar. Roberts sagt, wenn der Begleiter in exzentrischer Bahn sich dem hellen Hauptsterne nähert, werde er durch diesen stark erhitzt, und seine Helligkeit wächst rasch bis zu einem Maximum, das erst nach dem Periastrum eintritt. Entfernt sich der Begleiter wieder, so verliert er allmählich die aufgenommene Wärme, und entsprechend nimmt die Lichtausstrahlung ab bis zu einem Minimum nach dem Apastrum. Die kürzere Dauer der Zunahme im Vergleiche zur Abnahme würde sich hiermit leicht erklären, nur würde die Lichtschwankung ein geringeres Intervall umfassen. Vielleicht wirken die atmosphärischen Gezeiten verstärkend auf die Lichtschwankung ein. Bei einzelnen dieser Sternpaare kann ein sekundäres Minimum noch durch eine gegenseitige Verdeckung

---

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. **14**.
[2]) Astrophysical Journal. **2**. p. 283 u. ff.

entstehen (vielleicht bei η Aquilae). Eine Folgerung der Theorie von Roberts würde sein, dass schwache Begleiter bei Doppelsternen mit exzentrischen Bahnen (z. B. α Centauri) ebenfalls Helligkeitsschwankungen zeigen müssten, was noch zu prüfen wäre.

Das Spektrum der drei Hauptsterne im Trapez des Orion ist von William Huggins photographiert worden[1]). Er fand dabei, dass diese Sterne helle und dunkle Linien besitzen, die einander zum Teil unsymmetrisch überlagern. Besonders gilt dies von den Wasserstofflinien $H\beta$ bis $H\pi$. Das Spektrum dieser Sterne ähnelt sehr demjenigen des Veränderlichen β in der Leyer, auch zeigt die Untersuchung der 1894—1897 erhaltenen Photographien, dass die Lage dieser Linien gegeneinander Veränderungen zeigt wie bei jenem Sterne. Eine Erklärung dieser Veränderungen möchte Huggins zur Zeit noch nicht geben.

Die Spektra der hellen Sterne sind von Antonia C. Maury auf grund von 4800 Aufnahmen an 681 hellen Sternen des auf der Harvard-Sternwarte befindlichen Materiales untersucht worden[2]). Die Verfasserin unterscheidet folgende Liniengattungen:

Orionlinien (unter denen die Cleveïtgas- oder Heliumlinien sich befinden), Sonnenlinien (Wasserstofflinien) vorwiegend metallischen Ursprunges, und die Calciumlinien H und K. Je nachdem diese Linienarten in ihren Spektren vertreten sind, werden die Sterne in Klassen eingeteilt, von denen auf Secchi's Typen I, II, III, 20 Klassen entfallen, während der Typus IV (Vogel's Klasse IIIb) als 21., Pickering's Typus V als 22. Klasse dargestellt wird. Von dieser letztern enthält das Verzeichnis je vier Sterne. Ferner finden sich 18 Sterne, in denen Linien zweier sonst weit getrennter Spektralklassen vereinigt vorkommen. Diese Thatsache erklärt Miss Maury sehr treffend durch die Annahme, dass es sich bei diesen Sternen um sehr enge Doppelsterne handelt, deren Komponenten auf ungleicher Entwicklungsstufe stehen. Ausserdem existieren in dem Verzeichnisse 14 Sterne des Oriontypus, die aber helle Linien zeigen.

Das photographische Spektrum von β-Lyrae und seine periodischen Änderungen. Das Spektrum dieses Veränderlichen ist eines der merkwürdigsten Spektra, welche gegenwärtig bekannt sind. Es gehört zur ersten Spektralklasse und erstreckt sich sehr weit ins Violett, ist aber ausserdem im sichtbaren Teile von einzelnen hellen Linien durchzogen, unter welchen die Wasserstofflinien $H\gamma$ und $H\beta$, sowie die Heliumlinie (D_3) besonders hervortreten. Diese Linien zeigen, wie Prof. Pickering zuerst auf Photographien der Spektra

---

[1]) Compt. rend. 1897. 11. Oktober.

[2]) Annales of Harvard College Observatory. 28. Part I.

erkannt hatte, periodische Verschiebungen ihrer Lage und zum Teil auch Änderung ihrer Intensität, welche mit dem Lichtwechsel des Sternes augenscheinlich in einem engen Zusammenhange stehen. Die hervorragendsten Spektroskopiker der Gegenwart haben sich seitdem mit dem Spektrum dieses Sternes beschäftigt; am eingehendsten sind die Untersuchungen, welche Prof. Vogel, auf die am astrophysikalischen Observatorium in Potsdam angestellten Beobachtungen gestützt, veröffentlicht hat[1]). Er hielt zwar die Zeit noch nicht für gekommen, eine vollständige Erklärung der sehr komplizierten Erscheinungen, die sich im Spektrum des Sternes zeigen, zu geben, doch zweifelte er nicht, dass die Veränderungen der Linien im wesentlichen auf Bewegungen nachstehender Himmelskörper zurückgeführt werden können. Der eigentümliche Lichtwechsel von β Lyrae lässt sich nach Prof. Vogel erklären durch den nahen Vorübergang zweier Himmelskörper, von denen der eine weniger leuchtet als der andere, unter der Annahme einer nahezu kreisförmigen oder einer elliptischen Bahn, deren grosse Axe nahe mit dem Visionsradius zusammenfällt, und bei welcher das Periastrum nach der Sonne gerichtet ist. Tritt der weniger leuchtende Körper vor den hellern und bedeckt ihn teilweise, so tritt das Hauptminimum ein; die beiden gleichgrossen Maxima finden statt, wenn die Verbindungslinie der Körper rechtwinklich zum Visionsradius steht. Das zweite Minimum erfolgt, wenn der helle Körper den weniger leuchtenden teilweise verdeckt. Anderseits lassen sich die relativen Verschiebungen der Linien für sich deuten durch den Umlauf zweier Körper, von denen der eine ein Spektrum mit hellen Linien, der andere ein Absorptionsspektrum besitzt, wenn die Bahn stark von der Kreisbahn abweicht, und die grosse Axe derselben einen beträchtlichen Winkel mit dem Visionsradius bildet. Beide Erscheinungen unter einer Voraussetzung zusammenzufassen, gelingt jedoch nicht.

Pater W. Sidgreaves von Stony-Horst-College Observatorium hat das Spektrum von β Lyrae 1892 ebenfalls photographisch aufgenommen und bereits früher darüber berichtet. Im Jahre 1895 hat er wiederum zahlreiche Aufnahmen, im ganzen über 100 Platten, erhalten, hauptsächlich in den Monaten Mai bis Oktober. Diese sämtlichen Photographien sind von ihm genau untersucht und die Wellenlängen der einzelnen Linien für jede Aufnahme bestimmt worden[2]). Die Zusammenstellung der Wellenlängen für jeden Tag der Periode des Lichtwechsels zeigt, dass die hellen Linien beträchtlichen Änderungen ihrer Lage unterliegen, die völlig dem Wechsel der Lichtkurve folgen, während die dunklen Linien durchaus unverändert bleiben. Die Positionen sämtlicher Linien im ganzen

---

[1]) Sitzungsbericht der Preuss. Akademie 1894. 6. p. 115 u. ff.
[2]) Monthly Notices. 57. Nr. 7. März 1892 p. 515.

Spektrum bleiben praktisch unverändert, während der vier Tage die dem Hauptminimum folgen. Am fünften und sechsten Tage lässt sich der Beginn einer leichten Veränderung vermuten, und diese wird deutlicher am siebenten Tage. Die hellen Linien werden gegen das violette Ende des Spektrums verschoben und kreuzen ihre mittlere Lage kurz auf dem zweiten Lichtminimum. Am achten und neunten Tage werden die Wellenlängen der Linien rasch kürzer und erreichen ihren kleinsten Wert am zehnten Tage zur Zeit des zweiten Lichtmaximums. Diese Veränderungen sind auf der von Pater Sidgreaves gegebenen Darstellung des Spektrums für jeden Tag der Periode des Lichtwechsels deutlich zu erkennen. Dieselbe ist auf Tafel II wiedergegeben, und man sieht hier die Veränderung der hellen Linie im Gegensatze zu der ihre Position nicht wechselnden dunklen Linie. Das Spektrum ist dargestellt zwischen den Wellenlängen von 390 und 500, für jeden der Tage 1—13 des Lichtwechsels, ausserdem für die Zeit von 22^h und fünf Tage 21^h nach dem Hauptminimum. Die erste helle Linie rechts, bei 48.7 ist die helle Wasserstofflinie H β. Sie wird an jeder Seite von einer schwachen, aber breiten Absorptionslinie begrenzt, von denen diejenige auf der Seite gegen violett hin während der ersten Hälfte des Lichtwechsels dunkler und am dunkelsten zur Zeit des ersten Lichtmaximums des Sternes ist, während die andere, gegen Rot hin liegende, dunkler in der zweiten Hälfte des Lichtwechsels und am dunkelsten zur Zeit des zweiten Maximums ist. Die Absorptionslinie der Gruppe bei 47.1 erscheint deutlich zur Zeit des Hauptminimums, sie wird etwa acht Stunden vorher allmählich sichtbar und verschwindet wieder am zweiten Tage nach demselben. Möglicherweise wird sie an allen andern Tagen von der hellen Linie überdeckt; letztere ist nahe dem Hauptminimum sehr schwach und im Augenblicke desselben völlig verschwunden, am stärksten dagegen kurz nach dem zweiten Minimum.

Die Liniengruppe bei 43.4 zeigt sowohl die helle als dunkle Komponente von H γ sehr stark in der Zeit zwischen dem Hauptminimum und dem ersten Maximum, die Absorptionslinie ist schwächer während der zweiten Hälfte des Lichtwechsels und sehr schwach zur Zeit beider Minima. Die helle Linie ist zur Zeit beider Lichtminima fast verschwunden, nimmt dann aber rasch an Helligkeit zu, ein Verhalten, welches in völligem Gegensatze zu H β steht. Den Ursprung der hellen Linie vermutet Pater Sidgreaves in starken Einwirkungen, welche ein in elliptischer Bahn umlaufender Körper auf die glühende Umhüllung des Hauptsternes ausübt, besonders wenn er diesem am nächsten (im Periastrum) steht. Der genannte Astronom stimmt in dieser Beziehung mit Belopolsky überein, welcher die Gesamtheit aller Erscheinungen im Spektrum von β Lyrae nicht nur durch die Bewegung vom umlaufenden Körper erklärbar glaubt, sondern auch an Prozesse auf dem Hauptkörper selbst denkt. Eine bestimmte Entscheidung kann erst die Zukunft geben.

Der neue Stern im Fuhrmann des Jahres 1892 hat nach den Beobachtungen von W. W. Campbell ein Spektrum, welches mit demjenigen der Nebelflecke übereinstimmt. Dies zeigten schon die ersten Messungen im August 1892, doch waren damals die Linien λ 4360 und λ 5750 recht hell, während sie in den bekannten Nebeln nur sehr schwach auf den Photographien erscheinen. Seit der zweiten Hälfte des Jahres 1896 sind diese Linien nun auch in der Nova so schwach geworden, dass sie praktisch unsichtbar sind, so dass das Spektrum vollkommen dem Spektrum eines Nebelfleckes gleicht. Ob der Stern aber auch als Nebel sich teleskopisch darstellt, blieb unentschieden. Im grossen Lick-Refraktor erschien er mit einer Nebelhülle und einem zentralen Kerne gleich einem Sternchen 10. Grösse, indessen wurde, zuerst von H. Newall, darauf hingewiesen, dass wegen der starken chromatischen Aberration des grossen Refraktors die Nebelhülle nur eine optische Täuschung sei, in Dr. Huggins' Reflektor erschien der Stern stets ohne Nebelhülle. Neue Untersuchungen, welche Campbell in dieser Hinsicht angestellt, bestätigten in der That, dass die Nova sich als richtiger Stern darstellt, indessen beharrt der Beobachter darauf, dass sie wirklich ein Nebel ist, weil die Aussage des Spektroskops darüber keinen Zweifel lasse [1]).

Der Stern *z* Centauri, der auf den Photographien der Arequipa-Station entdeckt wurde [2]), ist fernerhin auf der Lick-Sternwarte beobachtet worden. Er war am 11. Juni 1896 erheblich schwächer geworden, etwa 14.4 Grösse, am 4. Januar 1897 suchte ihn Prof. Hussey vergeblich am grossen Refraktor, so dass er unter 16.3 Grösse gesunken sein muss. Wenn der Stern ein gewöhnlicher Veränderlicher ist, wie W. W. Campbell vermutet, so muss er von sehr langer Periode oder äusserst unregelmässig veränderlich sein. Ist er aber ein sogenannter neuer Stern, so hat er keine Analogie mit den neuen Sternen in Cygnus, Auriga und Norma, sondern ähnelt mehr der Nova von 1885 im Andromeda-Nebel [3]).

Der Stern ζ Puppis, 2.5 Grösse in R. A. $8^h\ 0.1^m$, D.—$39^0\ 43'$, ist aus photographischen Aufnahmen seines Spektrums als sehr merkwürdig erkannt worden [4]). Sein Spektrum ist von allen bis jetzt bekannten Spektren verschieden. Das kontinuierliche Spektrum wird von drei Liniensystemen durchzogen. Zunächst sind es die Wasserstofflinien und die Linie K, welche darin dunkel erscheinen, wie in den Sternen des I. Typus. Dann sieht man zwei helle Banden oder Linien, deren Wellenlängen etwa 4652 und 4698 sind, und die

---

1) Astrophysical Journal. 5. Nr. 4. p. 239.
2) Dieses Jahrbuch. 7. p. 72.
3) Astrophysical Journal. 5. Nr. p. 233.
4) Harvard College Observatory Circular Nr. 12. Astrophysical Journal. 5. Nr. 2. p. 92.

vielleicht übereinstimmen mit Linien im Spektrum des V. Typus. Endlich erscheint eine Reihe von Linien, deren Wellenlängen näherungsweise sind: 3816, 3857, 3925, 4026, 4201 und 4505, letztere Linie ist dabei sehr schwach. Diese sechs Linien bilden eine rhythmische Reihe, ähnlich denen des Wasserstoffs. Wie Miss A. J. Cannon gefunden, zeigt sich die nämliche Reihe von Linien in dem Spektrum des Sternes 29 Canis majoris. Prof. Kayser glaubt, dass die von Pickering aufgefundene Serie von Linien eine bis jetzt noch nicht beobachtete Serie des Wasserstoffs ist, deren bisheriges Fehlen vielleicht durch die nicht genügend hohe Temperatur in unsern Geissler'schen Röhren und auch der meisten Sterne zu erklären sein möchte [1]).

Der Sternhaufen G. K. 4410 (R. A. $18^h\ 22^m$, D. $+\ 6^0\ 25'$) ist von Dr. A. A. Nyland vermessen worden [2]). Er hat in demselben die Differenzen der Rektaszension und Deklination für 28 Sterne mikrometrisch bestimmt und ausserdem sechs photographische Aufnahmen desselben Sternhaufens vermessen, von denen je zwei von Professor Scheiner, den Gebrüdern Henry und von Dr. J. Roberts herrührten. Die letztern waren indessen aus mehrfachen Gründen für die Ausmessung nicht geeignet. Der Sternhaufen führt im Neuen General-Kataloge die Nr. 6633.

Verteilung der Sterne in den Plejaden. Prof. Bailey hat eine Vergrösserung der photographischen Aufnahme der Plejaden mit dem Bruce-Teleskop und sechsstündiger Exponierung hergestellt und die scheinbare Verteilung der Sterne darin untersucht. Zu diesem Zwecke wurde eine Region von 2^0 im Quadrate, in deren Mitte η Tauri (Alkyone) steht, in 144 kleine Quadrate geteilt, jedes von $10'$ Seitenlänge, und die Sterne in jedem einzelnen dieser Quadrate gezählt. Die Gesamtzahl der Sterne beträgt 3972, also durchschnittlich 28 in jedem Quadrate. Die 42 Quadrate, welche die hellern Sterne der Gruppe umschliessen, haben 1012 Sterne oder 24 pro Quadrat. Darnach ergiebt sich, dass die Gesamtzahl der Sterne in der Region der Plejaden merklich geringer ist, als in den benachbarten Teilen des Himmels auf gleicher Fläche und sehr viel geringer, als in manchen Teilen der Milchstrasse. Sonach muss man die Plejaden betrachten als eine Gruppe, die nur aus verhältnismässig hellen Sternen besteht, und das Fehlen der lichtschwächsten Sternchen ist wahrscheinlich zurückzuführen auf die schwache Nebelhülle, welche die Plejaden umgiebt. Ähnliche Untersuchungen, wie bei den Plejaden, wurden bezüglich eines Teiles des Himmels von $6'$ im Quadrate in der Nähe von η Carinae angestellt. Die Platte war fünf Stunden exponiert, und die Zählung ergab, dass dort auf einer Fläche von fünf Quadratgrad 250000 Sterne stehen, und die ganze Platte wohl 400000 Sterne enthält [3]).

---

[1]) Astrophysical Journal. 5. Nr. 2. p. 98.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3449.
[3]) Harvard College Observatory Circular Nr. 17.

Photographische Aufnahme der Plejaden. Im Anschlusse an die Bemerkungen Prof. Pickering's über die Verteilung der Sterne in den Plejaden veröffentlicht W. Stratanoff einige Untersuchungen über den nämlichen Gegenstand. Dieselben beziehen sich auf eine Aufnahme der Plejaden, welche derselbe mit dem Refraktor von 330 *mm* Öffnung der Sternwarte zu Taschkent bei 25stündiger Exponierung erhalten hat[1]). Die Gesamtzahl der Sterne, welche auf dem photographischen Cliché sichtbar sind, beträgt 6614, indessen sind viele andere Sterne von der diffusen Lichthülle, welche die hellsten Sterne umgiebt, und ebenso durch die Nebelflecke verdeckt, so dass Stratanoff die wirkliche Anzahl der Sterne auf einer Fläche von 4.35 Quadratgrad, deren Mittelpunkt der Stern Alkyone einnimmt, auf 6700 bis 6750 schätzt. Nimmt man mit Prof. Pickering ein Quadrat von 10′ Seitenlänge zur Einheit, so ist dessen mittlere Sternzahl = 43. Diese Sterndichte nimmt von SW nach NO zu, d. h. in der Richtung gegen die Milchstrasse hin. An der reichsten Stelle erhebt sich die Sterndichte auf 59, an der ärmsten sinkt sie auf 11 herab. Was die Plejaden selbst anbelangt, so beziffert sich die Sternzahl in den 42 Quadraten, welche die Hauptsterne umschliessen, auf 1579 (mit der obigen Korrektion auf 1681), entsprechend einer mittlern Sterndichte von 38 (resp. 40). Dies steht in voller Übereinstimmung mit dem Ergebnisse, zu welchem Pickering und Bailey gekommen sind, nämlich dass die Anzahl der lichtschwachen Sterne in den Plejaden geringer ist, als in dem umgebenden Himmelsraume. Besonders eine Region von etwa 0.3 Quadratgrad Fläche, südlich des Sternes Merope, ist sehr augenfällig arm an Sternen, sie ist die sternärmste der ganzen Aufnahme, obgleich sie den Plejaden sehr nahe liegt. Ihre mittlere Sterndichte beträgt nur 17. Man bemerkt diese Region sehr deutlich auch auf den Aufnahmen von Henry und den Photographien von Wolf. Die grösste Sterndichte (46) in den Plejaden findet sich zwischen Alkyone und Atlas; nahe bei den Sternen Electra und Celaeno ist sie gleich 34, und an andern Stellen der Plejaden hat sie ihren mittlern Wert. Daraus folgt, dass die Plejaden keineswegs ein reicher Sternhaufen sind. Die Sterndichte wächst in jener Gegend des Himmels in der Richtung gegen die Milchstrasse hin, aber keine Spur von Zuwachs zeigt sich in den Plejaden, die höchstens aus ein paar hundert hellen Sternen bestehen. In diesem Sternhaufen finden sich vier Nebelflecke von länglicher Gestalt, von denen die drei hellern auf der Henry'schen Photographie enthalten sind, der schwächere auf derjenigen zu Taschkent. W. Stratanoff vermutet, dass von diesen Nebeln zwei (in 23° 41′ und 23° 55′ n. Dekl.) vielleicht veränderlich sind.

Veränderliche Sternhaufen. Prof. Solon J. Bailey hat vor einiger Zeit die Entdeckung gemacht, dass in gewissen Sternhaufen

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3441.

zahlreiche veränderliche Sterne vorhanden sind, während in andern Haufen, die anscheinend zu der nämlichen Klasse gehören, veränderliche Sterne fehlen. Seitdem hat er diese Entdeckung vervollständigt durch Auffindung von vielen andern veränderlichen Sternen, im ganzen an 310. Sie verteilen sich auf folgende Sternhaufen: In dem Haufen, neuer General-Katalog Nr. 104 (47 Tucanae) 6 Veränderliche; in Nr. 362, 8 Veränderliche; in Nr. 5139 (ω Centauri) 60; in Nr. 5272 (Messier's Katalog Nr. 3) 113; in Nr. 5904 (Messier Nr. 5) 63; in Nr. 5986, 1; in Nr. 6254, 1; in Nr. 6266, 9; in Nr. 6626, 3; in Nr. 6656, 5; in Nr. 6723, 2; in Nr. 6752, 1; in Nr. 7078, 27; in Nr. 7089, 8 und in Nr. 7099, 2. In dem grössten Teile dieser Sternhaufen wurden etwa 1000 Sterne untersucht. In dem Haufen Messier Nr. 3 sind etwa $^9/_{10}$ aller Sterne veränderlich, während in andern Haufen, wie z. B. dem grossen Sternhaufen im Herkules unter etwa 2000 Sternen nicht ein einziger Veränderlicher gefunden wurde[1]).

Neu entdeckte Nebelflecke. Eine Anzahl neuer, meist sehr lichtschwacher Nebel hat Lewis Swift auf dem Echo-Mountain Observatorium in Kalifornien entdeckt und in drei Verzeichnissen veröffentlicht. Das erste Verzeichnis[2]) umfasst 50 Nebel, die beiden andern[3]) je 25 und 30 Objekte. Die meisten der neu entdeckten Nebel sind sehr lichtschwach. Unter ihnen ist der Nebel (R. A. $13^h\ 47^m\ 38^s$ D. — $0^0\ 38'\ 0''$ für 1900.0) bemerkenswert als elliptischer planetarischer Nebel mit sehr scharfem Rande. Der Nebel (R. A. $19^h\ 22^m\ 0^s$ D. — $36^0\ 24'\ 5''$) ist im Aussehen ähnlich einem engen, hellen Doppelsterne, von welchem jede Komponente eine helle, kleine gewöhnliche Nebelscheibe besitzt. Der von Gale entdeckte Ringnebel (R. A. $21^h\ 53^m\ 0^s$ D. — $39^0\ 53'\ 42''$) ist nach Swift ähnlich dem bekannten Ringnebel in der Leyer, aber lichtschwächer. Von solchen Ringnebeln sind jetzt sieben bekannt.

Neu entdeckte Nebelflecke durch photographische Aufnahmen zählt J. Roberts auf[4]). Unter denselben sind manche sehr lichtschwache, doch auch andere, welche als mässig hell bezeichnet werden können. Hierher gehört der Nebel nahe bei dem bekannten Nebel N. G. K. Nr. 6991; er steht in R. A. $20^h\ 51^m\ 11^s$ und $46^0\ 53'$ n. Dekl. Dieser Nebel geht vorauf und umhüllt den Stern 6. Grösse der Bonner Durchmessung Nr. 3011, Zone + 46; er ist 6.5′ lang und 5′ breit, mit mehrern hellen und schwächern Sternen darin. Nebel R. A. $23^h\ 55^m\ 31^s$ D. + $15^0\ 48'$ ist hell und kleiner, länglich mit feinem Kerne. Nebel R. A. $1^h\ 39^m\ 39^s$ D. + $26^0\ 37.7'$, im Dreiecke, ist nicht so gross

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 15.
[2]) Astron. Journal 1897. Nr. 13.
[3]) Monthly Notices. 57. Nr. 9.
[4]) The Observatory Nr. 254. p. 244.

als der benachbarte Nebel N. G. K. 672 und nur 8′ von diesem entfernt. Sein Kern besteht aus sechs feinen sternförmigen Kondensationen, die eine gerade Linie bilden. Roberts findet es seltsam, dass dieser Nebel allen Beobachtern entgangen ist, und glaubt, dass seine gegenwärtige Sichtbarkeit erst im letzten halben Jahrhunderte begann. Rosse beobachtete den benachbarten Nebel 1876 siebenmal, ohne diesen neuen zu erwähnen. Nebel R. A. $12^h\ 26^m\ 13^s$ D. + 13° 37.7′, ist wahrscheinlich ein kleiner Spiralnebel mit einem Kerne, ähnlich einem Sternchen 16. Grösse.

Die grosse Magellanische Wolke. Prof. Edward C. Pickering teilte einige sehr interessante Resultate mit, welche sich aus den photographischen Aufnahmen zu Arequipa bezüglich der grossen Magellanischen Wolke am südlichen Himmel ergeben haben[1]. Bis jetzt wurden Sterne, deren Spektra zum fünften Typus gehören und hauptsächlich aus hellen Linien bestehen, nur in der Nähe der Mittellinie der Milchstrasse aufgefunden. Der mittlere Abstand der 67 Sterne dieses Typus von jener Mittellinie berechnet sich auf 2° 39′; nur bei einem einzigen Objekte, dessen Abstand 17° 39′ beträgt, übersteigt die Abweichung 9°. Es ist schwer, diese Anordnung der Sterne nach einem grössten Kreise, als ob sie einem viel schmälern Streifen angehörten, wie die Milchstrasse erscheint, zu erklären. Dieses Gesetz der Verteilung der bezeichneten Sterne ist eines der wichtigsten Resultate, welche durch die Mittel des Henry-Draper-Memorial erlangt wurden. Die beiden Magellanischen Wolken gleichen nun sehr in ihrem Aussehen der Milchstrasse, obgleich sie vollständig von ihr getrennt sind, indem sie 33°, resp. 45° davon entfernt stehen. Bei einer Untersuchung der Photographien der Spektra von Sternen in der grossen Magellanischen Wolke, welche unlängst mit dem photographischen Bruce-Teleskop aufgenommen worden, hat Mrs. Fleming sechs Sterne gefunden, deren Spektra dem fünften Typus angehören, ferner helle Linien in den Spektren von sieben Sternen des ersten Typus, und ferner, dass die Spektra von sechs bekannten Nebeln gasförmig und nicht kontinuierlich sind. Die Kraft des Instrumentes und die Qualität der Photographien werden durch die Thatsache gekennzeichnet, dass, mit einer einzigen Ausnahme, diese sämtlichen Sterne so lichtschwach sind, dass sie in keinem bis jetzt veröffentlichten Sternkataloge sich befinden.

Der heutige Standpunkt und die historische Entwicklung der cölestischen Photographie ist von Prof. Scheiner in einem wichtigen Werke dargestellt worden, dessen hier schliesslich noch gedacht werden muss[2]. Zunächst bespricht er in diesem Werke

---

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 19.
[2]) Die Photographie der Gestirne von Prof. Dr. Scheiner. Leipzig 1897.

die Herstellung und Verwertung von Himmelsaufnahmen, und zwar die photographische Technik in der Himmelsphotographie, die Instrumente zur Aufnahme cölestischer Objekte, die Messungs- und photographischen Registriermethoden. Diese Ausführungen des erfahrenen Fachmannes haben für den Praktiker die grösste Bedeutung, er findet hier alles zusammengestellt und besprochen, was auf diesem Gebiete massgebend ist. Das Gleiche gilt von dem zweiten, Abschnitte, welcher die photographische Photometrie und die Entstehung der photographischen Bilder behandelt. Hier tritt in erster Linie die Frage auf, welches die Grössenklasse der schwächsten Sterne ist, die bei einem gegebenen Instrumente nach einer gewissen Zeitdauer der Exposition noch photographisch abgebildet werden. Thatsache ist, dass bei Benutzung sehr lichtstarker Instrumente und sehr langer Expositionszeiten noch Sterne auf den Platten erscheinen, welche direkt am Fernrohre selbst nicht gesehen werden können. Anfangs glaubte man, dass durch immer längere Exponierung in direktem Verhältnisse ihrer Zeitdauer immer schwächere Sterne zur Darstellung kommen müssten. So sollten z. B. die für die Aufnahme der photographischen Himmelskarte bestimmten 13 zölligen Refraktoren in zwei Stunden Sterne 17. Grösse abbilden. Das Ansehen, bemerkt Prof. Scheiner, welches die Himmelsphotographie berechtigtermassen zu diesem Zeitpunkte schon erlangt hatte, wurde durch die Angabe derartig enormer Leistungen noch beträchtlich erhöht, und insofern hat die überschwengliche und wissenschaftlich nicht begründete Lobpreisung doch der astronomischen Wissenschaft einen Nutzen gebracht, als vielleicht ohne sie das allgemeine Interesse an der Himmelsphotographie nicht in dem Masse erweckt worden wäre, wie es zur internationalen Vereinigung der Astronomen behufs Herstellung der grossen photographischen Himmelskarte notwendig war. Nach den Untersuchungen von Prof. Scheiner gewinnt man bei einer $2^1/_2$ fach längern Expositionszeit Sterne, die 0.5 bis 0.75 Grössenklasse schwächer sind. Die 13 zölligen photographischen Refraktoren, welche zur Herstellung der allgemeinen Himmelskarte benutzt werden, geben bei einer Expositionsdauer von 24 Sekunden alle Sterne bis zur Grössenklasse 9.5; bei einer Expositionsdauer von 10 Stunden daher alle Sterne bis zur 13.5 oder 15. Grösse. Die ersten Versuche photographischer Aufnahmen von Fixsternen geschahen 1850 auf der Sternwarte zu Cambridge in Nordamerika, doch erhielt man damals nur ein ziemlich verschwommenes Bild zweier hellen Sterne; erst sieben Jahre später gelang es auf der nämlichen Sternwarte, einen Doppelstern zu photographieren Schon 1861 dachte Warren de la Rue an die photographische Herstellung einer Sternkarte, und einige Jahre später gelang es Rutherfurd wirklich, einen Sternhaufen (die Krippe im Krebs) zu photographieren. Ihm folgten H. Draper und Gould, dann Gill; allein eine Hauptepoche in der photographischen Aufnahme des Sternenhimmels begann erst mit den Arbeiten der Gebrüder Henry auf der Pariser

Sternwarte. Seit dem Jahre 1885 lieferten diese jene bewunderns-würdigen Karten des Fixsternhimmels, welche, ohne jede Retouche, die Sterne so zeigen, wie sie sich mit ihrem eigenen Lichte eingezeichnet hatten, Karten, welche mit Recht das Staunen aller erregten, die sie sahen. Die allgemeine Begeisterung, welche diese Arbeiten hervorriefen, wurde von dem Direktor der Pariser Sternwarte, Admiral Mouchez, benutzt, um eine internationale Vereinigung zur Herstellung einer den ganzen Himmel umfassenden photographischen Karte und eines Sternkataloges ins Leben zu rufen. Diese Arbeit ist die grossartigste, welche bis heute auf dem Gebiete der Astronomie unternommen worden. Die erforderlichen Instrumente sind sämtlich nach dem Muster des Pariser photographischen Fernrohres neu hergestellt worden, und zwar für 18 verschiedene Sternwarten, die sich an dem Unternehmen beteiligen. Zunächst findet eine zweimalige Aufnahme des Himmels bei der kurzen Expositionszeit von 5 Minuten statt, wodurch alle Sterne bis zur 11. Grösse erhalten werden. Die Positionen dieser Sterne werden dann mit aller Genauigkeit durch Messung auf den Platten und Anschluss an die bereits mit Meridianinstrumenten erhaltenen Sterne festgelegt und in einem Kataloge zusammengestellt. Diese Messungen erfordern indessen einen solchen Aufwand von Arbeitskraft, dass die Fertigstellung des Kataloges in absehbarer Zeit nicht zu erwarten ist. Neben der erwähnten Aufnahme findet noch eine andere mit der langen Expositionsdauer von einer Stunde statt, welche sämtliche Sterne bis nahe zur 13. Grösse giebt, und welche die eigentliche Himmelskarte liefern soll, deren Publikation aber auch noch in weitem Felde steht und ohne bedeutende Zuschüsse der einzelnen Staaten, die an dem Unternehmen beteiligt sind, kaum denkbar ist. Von besondern Arbeiten auf dem Gebiete der Fixsternphotographie sind die Aufnahmen und Ausmessungen verschiedener Sternhaufen zu erwähnen, die der Zukunft die Mittel darbieten, um zu entscheiden, wie die Bewegungsverhältnisse der einzelnen Sterne in diesen merkwürdigen Haufen sich gestalten. Von der Gedrängtheit mancher Sternhaufen mag die Bemerkung ein Bild geben, dass in einem von Prof. Scheiner photographierten und vermessenen Haufen im Sternbilde des Herkules über 500 Sterne auf einem Flächenraume erscheinen, welcher 64 mal kleiner ist, als dem blossen Auge die Mondscheibe erscheint. Ohne die Hilfe der Photographie wäre es völlig unmöglich, in diesem Sternengewimmel Messungen anzustellen. Von ebenso grosser Bedeutung erweist sich die Photographie für die Darstellung der Milchstrasse, jenes unergründlichen Bogens von Sternen und Nebelflecken, der den Himmel nahezu in einem grössten Kreise überzieht. Besonders die Aufnahmen von Barnard auf der Lick-Sternwarte lassen den äusserst verwickelten Bau der Milchstrasse und ihren Zusammenhang mit ausgedehnten Nebelflecken erkennen. Sie zeigen ferner deutlich die merkwürdige, schon von Herschel bemerkte Thatsache, dass dicht neben Stellen von grösster Stern-

anhäufung häufig leere Räume erscheinen, eine Erscheinung, die nicht zufällig sein kann, sondern mit dem Wesen der Milchstrasse in engstem Zusammenhange stehen muss. Von grösster Wichtigkeit hat sich die Anwendung der Photographie auf die Darstellung der kosmischen Nebelflecke erwiesen. Diese überaus merkwürdigen, zuerst von W. Herschel genauer untersuchten Gebilde sind meist nur in den grössten Teleskopen deutlich erkennbar, und ihre Darstellung auf zeichnerischem Wege ist überaus schwierig. Im Jahre 1880 gelang es H. Draper zuerst, den grossen Orionnebel zu photographieren, doch ist das erhaltene Bild sehr unvollkommen. Niemand hätte wohl geglaubt, dass nach kaum mehr als einem Jahrzehnte die Photographie nicht nur über den verwickelten Bau höchst lichtschwacher Nebelflecke ungeahnte Aufschlüsse ergeben, sondern auch zahlreiche und ausgedehnte Nebel ans Licht ziehen würde, die kein Fernrohr zeigt. In dem grossen Andromedanebel hat zuerst die Photographie von Roberts merkwürdige Spiralen gezeigt, welche eine einfach mechanische Deutung zulassen und damit Licht über die Bildungsweise dieses Nebels verbreiten. Der Orionnebel zeigt sich auf den neuesten Photographien in einer so merkwürdigen und komplizierten Gestalt, dass das Verständnis seines Baues zur Zeit völlig ausgeschlossen ist. Wir stehen offenbar hier erst am Anfange der Forschung, und Spekulationen über Wesen und Bau der Nebelflecke sind mit Vorsicht aufzunehmen. So viel ist jedoch sicher, dass der ältere Herschel Recht hatte, als er sagte, die Menge und Ausbreitung der Nebelmassen im Weltenraume übersteige die Begriffe der Menschen.

In unserem Sonnensysteme hat die Photographie bisher hauptsächlich nur Anwendung zu Darstellungen der Sonnen- und Mondoberfläche gefunden. Das erste Daguerreotypbild der Sonne hat Lerebours in Paris 1842 aufgenommen, es zeigte sehr deutlich, dass die Helligkeit der Sonnenscheibe von der Mitte nach dem Rande zu abnimmt; Foucault und Fizeau photographierten 1845 zum ersten Male Sonnenflecken, und 1854 gelang es J. C. Read, die Granulation der Sonnenoberfläche photographisch wiederzugeben. Im Jahre 1858 begannen die regelmässigen photographischen Aufnahmen der Sonnenscheibe und ihrer Flecken zu Kew, aber erst 1877 die wichtigen, bisher unübertroffenen Sonnenaufnahmen Janssen's zu Meudon bei Paris. »Janssen«, sagt Prof. Scheiner, »der der Vervollkommnung dieses Spezialzweiges der cölestischen Photographie sein ganzes Leben gewidmet hat, ist mit seinen Vorversuchen durchaus systematisch vorgegangen. Er begann damit, die Stelle des Spektrums zu ermitteln, welche auf die nassen Kollodiumplatten die stärkste Wirkung hat; zu diesem Zwecke nahm er das Sonnenspektrum auf derselben Platte mit immer kürzern Expositionszeiten auf, bis schliesslich nur die empfindlichste Stelle noch einen schwachen Eindruck zeigte. Das Spektrum wurde hierbei durch Prismen aus denselben Glassorten erzeugt, aus denen nachher das Objektiv angefertigt

werden sollte. Bei Verwendung möglichst kurzer Expositionszeiten kommt somit nur ein sehr schmaler Streifen des Spektrums zur Wirksamkeit; die Bedingung für die Achromatisierung des Objektives ist also eine sehr günstige. Die Verwendung möglichst kurzer Expositionszeiten bietet aber auch noch dadurch besondere Vorteile, dass sie die Kontraste bedeutend stärker hervortreten lässt, als sie in Wirklichkeit sind, und als sie dementsprechend bei direkter Beobachtung erscheinen. Wählt man bei der Aufnahme der Sonnenoberfläche z. B. die Expositionszeit so kurz, dass nur die hellsten Partien derselben, die Körner, welche die Oberfläche zusammensetzen, eine Wirkung auf die Platte ausüben, während die dunklern Zwischenräume überhaupt nicht mehr wirken, so kann durch kräftiges Hervorrufen und nachheriges Verstärken der Aufnahmen die Struktur der Oberfläche viel deutlicher zur Erscheinung gebracht werden, als durch direkte Betrachtung möglich ist. Durch die sorgfältige Beobachtung dieser Umstände ist es Janssen gelungen, die besten bisherigen Sonnenaufnahmen herzustellen, und nicht zum mindesten hat hierbei die Verwendung des nassen Kollodiumverfahrens geholfen, von dem Janssen auch heute noch nicht abgegangen ist, trotz der viel grössern Bequemlichkeiten, welche die gewöhnlichen Bromsilberplatten bieten. Es darf übrigens nicht unerwähnt bleiben, dass auch Janssen nur wenige wirklich vorzügliche Aufnahmen gelungen sind, da die hierzu nötigen atmosphärischen Bedingungen zu selten eintreten.

Über die Form der kleinsten Elemente, welche die Sonnenoberfläche zusammensetzen, berichtet Janssen folgendermassen: Die Gestalt der Körner ist zwar eine sehr verschiedene, aber sie nähert sich doch im allgemeinen sehr der sphärischen, und zwar um so mehr, je kleiner sie sind. Bei den zahlreichen Körnern, welche mehr oder weniger unregelmässig gestaltet sind, lässt sich erkennen, dass sie durch die Verbindung mehrerer kleiner Elemente entstehen, welche selbst wieder nahe kreisförmig begrenzt werden. Ohne hier auf die weitern Schlüsse Janssen's in betreff der Erklärung der Granulation und damit der Konstitution der Sonnenoberfläche näher einzugehen, will Prof. Scheiner die Bemerkung nicht unterdrücken, dass die Beobachtung, dass die kleinsten Elemente der Sonnenoberfläche sich am meisten der sphärischen Gestalt nähern, nicht eine reelle Grundlage zu besitzen braucht, da Objekte von nur wenig über eine Bogensekunde Durchmesser infolge der Diffraktion und der Unvollkommenheit der optischen Teile stets mit mehr oder weniger Näherung als Kreise abgebildet werden.

Bei Gelegenheit der Aufnahme eines grössern Sonnenfleckes am 22. Juni 1885 hat Janssen gefunden, dass die Granulation sich nicht bloss auf die Penumbra, sondern auch auf die den Fleck umgebenden Fackeln erstreckt; er schliesst daraus, dass die Granulation das konstituierende Element der ganzen Photosphäre sei, gleichgültig, ob sich dieselbe in der Form von Fackeln oder andern Gebilden zeigt.

Die interessanteste Entdeckung, welche Janssen mit Hilfe seiner Sonnenaufnahmen gelungen ist, bezieht sich auf das sogenannte »photosphärische Netz« der Sonnenoberfläche. Janssen sagt hierüber folgendes:

»Eine aufmerksame Untersuchung der Sonnenphotographien von 0.30 *m* Durchmesser zeigt, dass die Photosphäre nicht in allen Teilen eine gleichmässige Zusammensetzung besitzt, sondern dass sie in eine Anzahl mehr oder weniger voneinander abstehender Figuren geteilt ist. Während in den Intervallen dieser Figuren die Körner zwar von verschiedener Grösse, aber doch deutlich und scharf begrenzt sind, erscheinen im Innern derselben die Körner zur Hälfte verschwunden, ausgelöscht und verzerrt; sehr häufig sind sie ganz verschwunden, um streifigen Gebilden Platz zu machen. Alles dies zeigt an, dass innerhalb dieser Flächen die photosphärischen Massen sehr heftigen Bewegungen ausgesetzt sind, welche die Granulation verwirren. Die gestörten Flächen selbst besitzen mehr oder weniger abgerundete Begrenzungen, zuweilen aber auch ziemlich geradlinige, so dass sie polygonartig erscheinen. Der Durchmesser ist sehr verschieden; er erreicht häufig mehr als eine Bogenminute.«

Nur die besten Janssen'schen Aufnahmen zeigen das photosphärische Netz; optisch hat es nie wahrgenommen werden können, was auch nach den angeführten Vorzügen, welche die kurz exponierten Aufnahmen vor der direkten Beobachtung besitzen, nicht anders zu erwarten ist. Die bessern Aufnahmen, welche Lohse mit dem Potsdamer Heliographen erhalten hat, lassen Andeutungen des Netzes deutlich erkennen. Janssen und mit ihm die meisten Astronomen vertreten die Ansicht, dass die Erscheinung des photosphärischen Netzes eine reelle ist, d. h. dass sie auf der Sonnenoberfläche selbst oder innerhalb der Sonnenatmosphäre zu stande kommt. Janssen selbst giebt folgende Erklärung: »Da die Schicht, welche die Photosphäre bildet, nicht im Gleichgewichte ist, so durchbrechen die aufsteigenden Gasströme, um sich Luft zu machen, diese Schicht an den verschiedensten Punkten; daher entstehen überhaupt die Elemente der Oberfläche, welche nichts anderes sind, als die Bruchstücke der photosphärischen Hülle, und welche wegen der Schwere ihrer einzelnen Teilchen bestrebt sind, eine sphärische Form anzunehmen; daher die kugelförmige Gestalt, welche, wie man sieht, nicht einem absoluten Gleichgewichtszustande entspricht, sondern einem relativen, welcher aber nur sehr selten zu stande kommt, denn an zahlreichen Stellen reissen die aufsteigenden Ströme die Granulationselemente mehr oder weniger stark mit sich fort, und ihre kugelförmige Gleichgewichtsgestalt wird bei heftigen Bewegungen so verändert, dass sie schliesslich gar nicht mehr zu erkennen ist.

Es lässt sich gegen diese Erklärung nicht mehr anführen als gegen die meisten sogenannten Sonnentheorien, die, weit davon entfernt, wirkliche Theorien zu sein, nur aus Spekulationen bestehen, die nicht durch die moderne Mechanik unterstützt sind.«

Bezüglich der Bilder der Sonnenprotuberanzen, welche mit dem Spektroheliographen erhalten werden, bemerkt Prof. Scheiner, dass sie zwar nicht besser sind als diejenigen, welche man direkt im Spektroskope beobachten kann, eher findet das Gegenteil statt; aber wie überall ist auch hier die grössere Sicherheit in der objektiven Darstellung von überwiegendem Vorteile. »Die Formveränderungen grosser Protuberanzen können durch schnell aufeinander folgende Aufnahmen nicht bloss sicherer konstatiert, sondern auch durch Messung noch viel sorgfältiger ermittelt werden als bei direkten Beobachtungen. Von ganz besonderem Werte aber werden die Protuberanzaufnahmen für die Statistik dieser Gebilde werden und damit für die Erforschung des Zusammenhanges zwischen Protuberanzen und andern Erscheinungen auf der Sonnenoberfläche. In dieser Beziehung erfüllt der Spektroheliograph die Erwartungen, die vorher an die Methode geknüpft werden konnten, im vollen Masse. Gleichzeitig aber hat er ein vorher nicht erwartetes Resultat von vielleicht noch viel grösserer Bedeutung geliefert: die ständige Beobachtung der Sonnenfackeln und damit zusammenhängender Erscheinungen.

Bereits Young hatte erkannt, dass die H- und K-Linien des Spektrums der Sonnenflecke meist hell erscheinen; im Jahre 1891 fanden Hale und Deslandres nahe gleichzeitig, dass diese Linien nicht bloss stellenweise hell sind, sondern auch eine doppelte Umkehr zeigen, indem die helle Linie durch eine feine dunkle, in der Mitte gelegene, in zwei Hälften geteilt ist. Dass hier eine wirkliche Umkehr und nicht etwa eine blosse Doppellinie vorliegt, ist von Hale durch die Beobachtung bewiesen, dass nach dem Sonnenrande hin die dunkle Linie verschwindet, und die beiden Komponenten der hellen Linie sich in eine einzige verwandeln von der gleichen Breite, deren Mitte genau mit der dunklen Linie zusammenfällt. Die Erklärung der doppelten Umkehr der H- und der K-Linie liegt nach dem Kirchhoff'schen Satze auf der Hand und kann leicht experimentell im elektrischen Bogen bestätigt werden. Stellenweise muss der Metalldampf, der die hellen Linien erzeugt (Calcium in der K-Linie), oberhalb der Photosphäre heisser sein als letztere, darüber muss sich wiederum eine kühlere Schicht desselben Dampfes befinden, der absorbierend wirkt. Dass die hierdurch entstehende Absorptionslinie beträchtlich schmäler ist, als die helle Linie, folgt ohne weiteres aus der höhern Lage der kühlern Schicht, die sich dadurch unter geringerem Drucke befindet.

Nimmt man nun vermittelst des Spektroheliographen die Sonnenscheibe in der hellen K-Linie auf, so erhält man also ein Abbild aller Stellen, an denen der Ca-Dampf heisser ist als die Photosphäre. Die Gesamtheit dieser Stellen ergiebt ein über die ganze Sonnenscheibe sich erstreckendes Netz, welches besonders kräftig in den Fleckenzonen und in unmittelbarer Nähe der Flecke auftritt und in seiner Erscheinung genau denselben Eindruck macht, wie die für gewöhnlich nur in einem eng begrenzten Ringe in der Nähe des

Sonnenrandes sichtbaren Fackeln. Es ist durch Hale bereits nachgewiesen, dass sich in diesem Ringe das Netz der hellen Stellen der heliospektrographischen Aufnahmen mit den Fackeln der gewöhnlichen Aufnahmen deckt, dass also beide Erscheinungen identisch sind.

Es ist somit das Problem gelöst worden, die Fackeln ständig über die ganze Sonnenscheibe hinüber verfolgen zu können, und die Schwierigkeiten, welche bisher bei Untersuchungen über die Bewegung der Fackeln in der Identifizierung der einzelnen Objekte bestand, fällt damit weg. Es steht somit zu hoffen, dass den Fackeln eine ähnlich sorgfältige Berücksichtigung zufallen wird, wie sie schon seit vielen Jahren den Sonnenflecken gewidmet ist.«

Bezüglich der Sonnenfinsternisse hat die Himmelsphotographie Wichtiges geleistet, besonders seit 1860 in bezug auf die Sonnencorona. Seit 1871 ist wohl keine totale Sonnenfinsternis vergangen, die in einigermassen zugänglichen Gegenden stattfand, ohne dass Coronaaufnahmen erhalten worden wären, die zum Teil die Corona bis zu einer Ausdehnung von mehrern Sonnendurchmessern zeigen. »Die hierzu benutzten Apparate bestehen im wesentlichen aus parallaktisch montierten Objektiven von kurzer Brennweite und grossem Gesichtsfelde, die vielfach am Cameraende besondere Vorrichtungen enthalten, um mit möglichster Geschwindigkeit die Platten wechseln zu können.

Wenn die zahlreichen Aufnahmen der Corona bisher auch noch nicht zu einer endgültigen Erklärung des Phänomens geführt haben, so haben sie doch eine Reihe charakteristischer Eigenschaften desselben zu unserer Kenntnis gebracht, die durch direkte Beobachtungen allein wohl schwerlich hätten erkannt werden können.

Zunächst kann es keinem Zweifel mehr unterliegen, dass die Ausdehnung und Gestaltung der Corona einem vielfachen Wechsel unterworfen ist; ganz besonders äussert sich dies darin, dass zu den Zeiten geringer Sonnenthätigkeit (Fleckenminimum) die Corona nur geringe Ausdehnung besitzt, während sie im Maximum der Sonnenthätigkeit sehr viel weiter von der Sonne weg zu verfolgen ist.

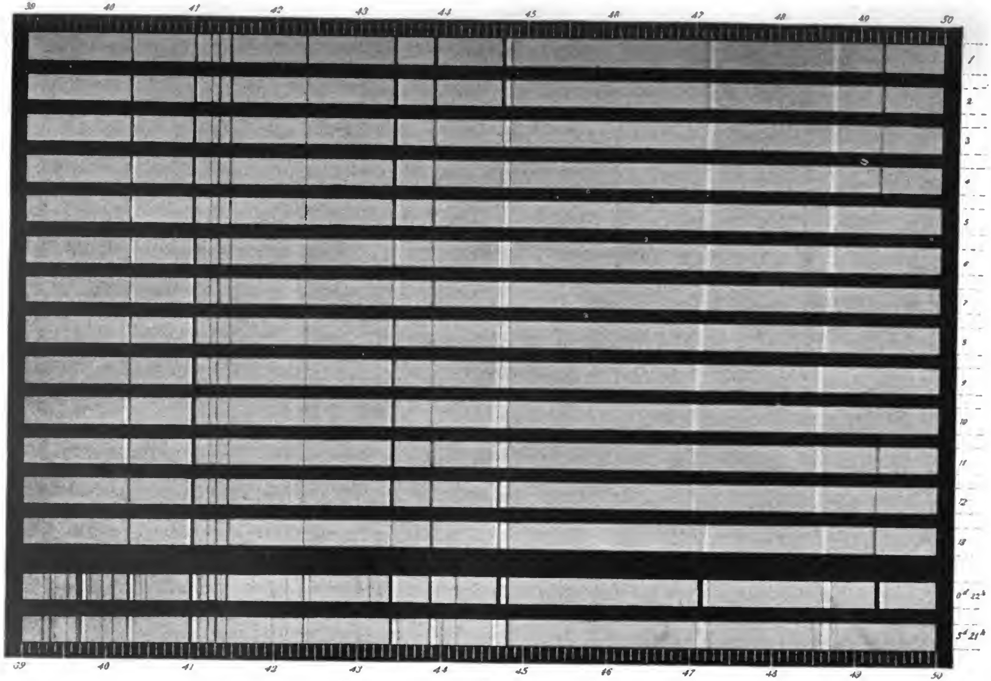
Hiermit steht die äussere Form der Corona im engsten Zusammenhange; denn im allgemeinen zeigt sie in den Verlängerungen der sogenannten Fleckenzonen ihre grösste Ausdehnung, während die Pole abgeplattet sind, und der Äquator selbst als ein Defekt in der Coronamaterie sichtbar wird: die Corona zeigt die Form eines in der Richtung des Sonnenäquators liegenden, von der Sonne weg gerichteten Fischschwanzes. Bemerkenswerte Abweichungen von dieser Form sind übrigens auch schon beobachtet worden, so z. B. im Jahre 1878, wo die grösste Ausdehnung der Corona in der Richtung des Sonnenäquators lag und sich durch zwei über mehrere Sonnendurchmesser weit zu verfolgende Streifen dokumentierte.

Von besonderem Interesse sind die fast immer vorhandenen Streifen der Corona, welche mehr oder weniger symmetrisch von

der Sonne ausgehen, bald geradlinig, bald gekrümmt, und im allgemeinen sehr an die Kraftlinien in der Umgebung magnetischer Pole erinnern. Gerade sie sind wesentlich massgebend gewesen bei der Aufstellung der verschiedenen Theorien über das Wesen der Corona, von den elektro-magnetischen Theorien an bis zu den rein mechanischen, bei welchen diese Streifen einfach durch mechanisch fortgeschleuderte Sonnenmaterie gedeutet werden.«

Weniger erfolgreich war die Photographie in Anwendung auf die beiden Venusdurchgänge 1874 und 1882, und Prof. Scheiner bespricht näher die Gründe dieses Misserfolges.

Sehr erfolgreich ist dagegen die Anwendung der Photographie auf den Mond geworden, obgleich die frühesten Versuche eher abschreckend als ermunternd waren. Die ersten bessern Mondphotographien wurden von Warren de la Rue 1857 mit einem Spiegelteleskop erhalten, ihn übertraf Rutherfurd, dessen photographische Bilder des Vollmondes und verschiedener Mondphasen noch heute zu den vorzüglichsten zählen und zu Studien, besonders über die Lichtstreifen und -flecke des Mondes, gute Unterlagen darbieten. Erst die neuesten Mondphotographien auf der Lick-Sternwarte und zu Paris haben die Rutherfurd'schen entschieden überholt und sind geeignet, zur Herstellung eines Mondatlas zu dienen, der in der That von beiden Sternwarten begonnen ist. »Leider«, sagt Prof. Scheiner, »hat in bezug auf die Frage, ob die Mondaufnahmen, resp. die danach angefertigten Vergrösserungen in bezug auf die Erkennung feinsten Details den direkten Beobachtungen überlegen sind oder nicht, ein sich schon seit Jahren hinziehender unfruchtbarer Streit zwischen Vertretern der Selenographie der beiden Richtungen entsponnen, unfruchtbar, weil es sehr leicht zu übersehen ist, dass die Photographie hier höchstens die direkte Beobachtung erreichen, sie aber nie übertreffen kann. Eine absolut ruhige Luft giebt es für astronomische Beobachtungen nicht; der Beobachter lernt aber die Kunst, die kurzen Augenblicke, in denen die feinsten Einzelheiten auf der Mondoberfläche objektiv sichtbar werden, auch zu ihrer Erkennung zu benutzen, d. h. sie als vorhanden zu erkennen und eventuell durch Zeichnung festzulegen. Die Zeitdauer dieser »Momente« wird nur in ganz abnormen Fällen einmal so gross sein wie die zur Aufnahme des Mondes erforderliche, und dass alsdann gerade ein solcher Moment gefasst werden sollte, ist äusserst unwahrscheinlich; wird er nicht gefasst, so sind alle Konturen von einer Verwaschenheit, welche den Exkursionen, die jeder Punkt des Bildes infolge der Luftunruhe während der Expositionszeit ausgeführt hat, entspricht — es sollen hier der Einfachheit halber nur die seitlichen Schwingungen der Bildpunkte in Rücksicht gezogen werden —; das entstehende Bild entspricht also in bezug auf Schärfe nicht der Leistungsfähigkeit des Objektives. Aber wenn auch einmal während einer Aufnahme absolute Bildruhe geherrscht haben sollte, so würde doch die resultierende Photographie minder-



Die Veränderungen im Spektrum von β Lyrae.

Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

Jahrbuch VIII. 1897.
Tafel 2.

wertiger sein als eine entsprechende direkte Beobachtung, weil infolge der Rauheit der Platte die Leistungsfähigkeit des Objektivs wiederum nicht ausgenutzt wird. Um möglichst kurze Expositionszeit zu erhalten, um also den Einfluss der Luftunruhe möglichst unschädlich zu machen, müssen sehr empfindliche Platten, das sind stets solche mit grobem Silberkorne, verwendet werden. Gerade in der photographischen Selenographie tritt das Bedürfnis nach empfindlichen Platten mit sehr feinem Korne am stärksten hervor.

Dass diese Betrachtungen zutreffend sind, beweisen die Weinekschen Vergrösserungen selbst am besten. Sie erscheinen wie rauhe Kreidezeichnungen, und ihre Schönheit tritt erst hervor, wenn man sie aus grösserer Entfernung betrachtet. Es hat aber keinen Zweck, zwanzig- bis dreissigmal zu vergrössern, wenn man die Vergrösserung nachher weit ausserhalb der deutlichen Sehweite betrachten muss, um das Gefühl allzu grosser Unschärfe zu vermeiden; es würde daher für die meisten Zwecke einer Mondkarte genügt haben, eine Vergrösserung anzuwenden, welche eine befriedigende Betrachtung der Vergrösserungen in der deutlichen Sehweite geliefert hätte, also eine acht- bis zehnmalige.«

In bezug auf Wiedergabe der Details der Oberfläche des Mars, Jupiter oder Saturn hat die Photographie bis jetzt nichts wesentliches geleistet. Dagegen ist es Wolf in Heidelberg (1891) zuerst gelungen, mit Hilfe der Photographie kleine Planeten zu entdecken, und dieser Weg ist so fruchtbar, dass in den Jahren 1892 und 1893 zusammen 50 neue Planeten auf diese Weise entdeckt wurden. Auch rücksichtlich der Kometen verdankt die Wissenschaft der Photographie vieles. Der erste Komet, welcher auf diesem Wege aufgenommen wurde, war der Donati'sche im Jahre 1858 durch den Photographen Usherwood in Walter Common mit Hilfe einer gewöhnlichen Porträtlinse. Diese Linsen haben sich seitdem überhaupt als sehr geeignet erwiesen, besonders um die Kometenschweife darzustellen. Endlich haben sich bei Gelegenheit totaler Sonnenfinsternisse zweimal (1882 und 1893) in der Nähe der Sonne Kometen auf den photographischen Platten abgebildet, die optisch nicht wiedergefunden werden konnten.

Diese Thatsache deutet darauf, dass in der Nähe der Sonne nicht wenige Kometen zirkulieren mögen, die gewöhnlich für uns unsichtbar bleiben, und so leitet auch hier die Photographie auf die Ermittelung von Thatsachen, die sonst verborgen geblieben wären.

Geophysik.

1. Allgemeine Eigenschaften der Erde.

Der Halbmesser des Parallelkreises in 52 Grad Breite ist von Dr. Börsch und Dr. Krüger als summarisches Endergebnis aus der europäischen Längengradmessung wie folgt abgeleitet worden [1]):

$$3934678^{m} \pm 173^{m} \text{ (m. F.)}$$

Dagegen hat man:

3934480^{m} nach Bessel,
3935164^{m} nach Clarke.

Es spricht also, wie Prof. Helmert schon 1892 auf Grund der vorläufigen Rechnungen an die Internationale Erdmessung berichten konnte, das Ergebnis der Längengradmessung mehr für das Ellipsoid von Bessel als für das von Clarke. Jedoch stehen die Breitengradmessungen damit im Widerspruche. Es ist also eine kontinentale Unregelmässigkeit der Krümmung in Europa vorhanden, wobei aber noch erwähnt werden muss, dass die Krümmung im Parallel starke regionale Anomalien zeigt.

Die Bewegung des Nordpoles der Erde in den Jahren 1890—1895. In einem Berichte über diese Bewegung [2]) bemerkt Prof. Albrecht: »Innerhalb des fünfjährigen Zeitraumes von 1890 bis 1895 haben an den Untersuchungen über die Breitenvariation die Sternwarten Kasan, Pulkowa, Prag, Berlin, Bamberg, Kiel, Karlsruhe, Strassburg, New-York (Columbia College) und Bethlehem, sowie das militär-geographische Institut in Wien, das geodätische Institut in Potsdam und die Coast and Geodetic Survey der Vereinigten Staaten mehr oder weniger lange Zeit hindurch teilgenommen und die Resultate der Beobachtungsreihen, insoweit als solche bereits abgeleitet werden konnten, dem Zentralbureau zur Verfügung gestellt.

Gegenwärtig liegen allerdings erst die Resultate von etwa drei Vierteln dieser Beobachtungsreihen, und zwar nun zum Teil schon in definitiver, zum Teil erst in provisorischer Form abgeleitet vor,

---

[1]) Jahresbericht des Dir. d. Kgl. Geodät. Institutes für den Zeitraum April 1896 bis April 1897. Potsdam 1897. p. 16.

[2]) Astron. Nachr. Nr. 3333.

das vorhandene Material ist aber doch schon hinreichend, um den Versuch einer Ableitung der Bahn des Poles für den ganzen fünfjährigen Zeitraum mit Aussicht auf Erfolg durchführen zu können. Man wird in betreff der Bahn des Poles wenigstens zu einer brauchbaren Näherung gelangen, wenngleich man wegen der zur Zeit noch bestehenden Unvollständigkeit des Materials den Resultaten zunächst noch keinen definitiven Charakter beimessen kann.

Es ergiebt sich, dass die Bewegung des Poles weit komplizierter ist, als dass man sie durch einen mehrgliederigen Ausdruck darstellen könnte. Es ergiebt sich daraus die Notwendigkeit, der Erscheinung der Breitenvariation auch ferner volle Aufmerksamkeit zuzuwenden, weshalb die Internationale Erdmessung mit der Absicht umgeht, durch Ausrüstung und Unterhaltung einer Anzahl zweckmässig verteilter Beobachtungsstationen einen internationalen Polhöhendienst einzurichten, um unter noch günstigern Bedingungen als bisher Aufschluss über die periodischen, besonders aber auch die nichtperiodischen Änderungen der Polhöhen zu erlangen. Bevor ein solcher Dienst aber wirklich ins Leben treten kann, bedarf es jedenfalls noch mehrjähriger Vorbereitungen, und man wird daher in betreff der Feststellung der Lagenänderungen des Poles für die nächsten Jahre noch ganz auf die freiwillige Mitarbeit möglichst vieler Beobachtungsstationen angewiesen sein. Da es nun aber möglich gewesen ist, für den Zeitraum von 1890 bis 1895 eine wenigstens angenäherte Bestimmung der Polbewegung auszuführen, so erscheint es um so wünschenswerter, dass bis zum Beginne der Arbeiten des internationalen Polhöhendienstes durch eine solche freiwillige Mitarbeit die Kontinuität in der Feststellung der Lagenänderungen des Poles gesichert wird.

Eine neue Hypothese über die Ursache der Polhöhenschwankungen hat Dr. Spitaler aufgestellt und zu begründen versucht [1]), indem er die jährliche Wanderung der Luftmassen über der Erdoberfläche rücksichtlich ihres Einflusses auf die in Rede stehenden Schwankungen untersuchte. Ein Blick auf eine Karte der Luftdruckverteilung über der Erdoberfläche zeigt, dass sich während des Winters der nördlichen Halbkugel, von der 0.4 mit Festland bedeckt sind, über diesem Festlande eine bedeutende Anhäufung von Luft bildet, die im Sommer einer Luftdepression Platz macht, während dann die Luftmassen über den beiden grossen Meeresbecken der nördlichen Halbkugel, sowie über den Kontinenten, und den umliegenden Meeren der südlichen Hemisphäre anschwellen. Die überschüssigen Luftmassen, welche im Januar Asien, Europa und Nord-Amerika bedecken, fliessen nämlich, wenn die Sonne höher steigt, und die Festländer der nördlichen Erdhälfte stärker erwärmt werden, in

[1]) Denkschrift der Mathem.-naturw. Klasse der Kais. Akad. der Wiss. Wien. Band 64.

der Höhe gegen die südliche Hemisphäre hin ab, und wir finden sie im Juli über dem Atlantischen und dem Pacifischen Ozeane, über Australien, Süd-Afrika, Süd-Amerika und den angrenzenden Meeresteilen, wahrscheinlich auch zum Teil in den südlichen Polargegenden. Diese im Laufe des Jahres über der Erdoberfläche wandernden Luftmassen haben ein erhebliches Gewicht, welches sich also jahreszeitlich verschiebt, und es entsteht zunächst die Frage, wie gross ist dieses Gewicht? Dr. Spitaler hat diese Frage rechnerisch beantwortet, wobei er sich der Karten bediente, auf welchen Prof. Hann für die Monate Januar und Juli den Verlauf der Linien gleichen Luftdruckes dargestellt hat. Dieser Luftdruck wird bekanntlich durch die Höhe der Quecksilbersäule im Barometer angegeben. Die im Laufe des Jahres über die Erde wandernden Luftmassen kann man sich bezüglich ihres Gewichtes auch als Quecksilberschichten von einer gewissen Höhe denken, und Dr. Spitaler hat deshalb, um kleinere Zahlen zu haben, statt des Gewichtes der Luftmassen das ihm entsprechende Volum von Quecksilbermassen angegeben. Seiner Berechnung nach fliesst die im Januar über Asien, Europa und Nord-Amerika angesammelte Luftmasse im Gewichte von 1000 *ckm* Quecksilber (= 270000 Milliarden Zentner) im Laufe der ersten Hälfte des Jahres von hier ab, und es sammelt sich davon im Juli eine Menge im Gewichte von 736 *ckm* Quecksilber über dem Pacifischen und Atlantischen Ozeane, über Australien, Süd-Afrika und Süd-Amerika, sowie über den angrenzenden Meeresteilen, um sich in der zweiten Hälfte des Jahres wieder über den erstgenannten Gegenden zu konzentrieren. Soll die gewaltige Luftanhäufung über Asien und Europa im Januar die Lage der Hauptträgheitsaxe und damit der Drehaxe der Erde nicht ändern, so müsste diese Luftmasse im Juli auf der diametral entgegengesetzten Seite der Erde sich ansammeln, was aber nicht der Fall ist. Dr. Spitaler berechnet die jährliche Veränderung der Trägheitsaxe und deren Einfluss auf die Schwankung der geographischen Breiten ziffermässig und findet eine sehr nahe Übereinstimmung mit den Beobachtungen. Sonach ist es wahrscheinlich, dass in der That diese Schwankungen durch die jährliche Wanderung grosser Luftmassen über der Erdoberfläche hervorgerufen werden.

Relative Schwerebestimmungen in der Schweiz. Im Auftrage der schweizerischen geodätischen Kommission hat Dr. J. B. Messerschmitt an 70 Stationen der Schweiz relative Schwerebestimmungen ausgeführt. Die vollständig berechneten Ergebnisse dieser Beobachtungen liegen nun vor[1]) in einem umfassenden Werke, welches auch die genauen Beschreibungen der Instrumente und Methoden der Beobachtung und Rechnung enthält. Eine grössere Tabelle

[1]) Das Schweizerische Dreiecknetz. Herausgegeben von der schweizerischen geodätischen Kommission. 7. Zürich 1897.

führt das Endergebnis aller Messungen vor. Die Anordnung der Stationen ist so getroffen, dass die gleichartig gelegenen Punkte möglichst beisammenstehen. Es wird im Osten vom Rhonethale aus begonnen, dann kommt die Gegend des Genfersees, der Jura bis zum Bielersee, die Gegend bei Bern, welcher sich die nördlich gelegenen Teile des Jura nebst dem Rheinthale von Basel bis zum Bodensee anschliessen; hierauf folgen die Stationen in der Nordostschweiz und endlich die Linie über den St. Gotthard nach dem Tessin.

»Die Tabelle enthält für jede Station die geographische Breite und Länge, von Greenwich aus gezählt, die Meereshöhe, die mittlere Höhe des in einer Entfernung von 16—20 *km* umliegenden Terrains, die Gesteinsdichte, den beobachteten Wert der Schwerkraft (g) in Stationshöhe und den theoretischen (γ) in Meereshöhe.

Die Reduktion auf Meereshöhe ist in dreifacher Weise mitgeteilt. Zuerst ist sie nur gegeben für die Erhebung in freier Luft; die Unterschiede $g' - \gamma$ und $g' - \gamma^1$ sind aus der Vergleichung mit der Helmert'schen Formel hervorgegangen, wenn γ den ursprünglich von ihm abgeleitete Wert der Schwere und γ^1 den korrigierten bedeutet.

Die zweite Reduktionsmethode ist die nach Bouguer, welche neben der Höhenreduktion in freier Luft noch die ganzen über das Meeresniveau sich erhebenden Massen berücksichtigt. Der Einfluss der Massen ist in zwei Teile zerlegt, nämlich in die Anziehung der Platte unterhalb der Station und in die derjenigen Massen, welche dieser Platte fehlen oder sie überragen. Die so reduzierte Schwere wird mit g_0 bezeichnet. Die Differenzen $g_0 - \gamma$ sind unmittelbar mit denjenigen, welche von Sterneck in den benachbarten Gebieten erhielt, vergleichbar; die zweite Reihe $g_0 - \gamma^1$ enthält wieder die Unterschiede gegenüber den verbesserten theoretischen Werten.

Bei der dritten Reduktionsmethode sind nicht, wie bei Bouguer, die ganzen Massen bis zur Meereshöhe berücksichtigt, sondern nur die das mittlere Niveau der Gegend überragenden, bezw. fehlenden Massen. Die so auf Meereshöhe reduzierte Schwere wird mit g'' bezeichnet, von welcher wieder die Abweichung von den theoretischen Werten gegeben wird.

Da die Verteilung der Beobachtungen bis jetzt noch nicht überall genügend gleichmässig ist, um Linien gleicher Abweichung der Schwere von ihrem normalen Werte (sog. Isogammen) mit genügender Sicherheit konstruieren zu können, so wurde vorläufig von der Beigabe einer Karte abgesehen. Dagegen giebt eine Tafel für zwei Linienzüge ein entsprechendes Bild.

Der erste Linienzug geht von Schaffhausen aus in nahe meridionaler Richtung über Zürich nach dem St. Gotthard, von wo aus er dem Thale des Tessin folgt, bei Bellinzona den Monte Cenere übersteigt und bis zum südlichen Ende des Luganosees, nahe der italienischen Grenze, reicht. Als Abscissen sind die Breiten gewählt, wobei 2 *mm* 1' in Breite entsprechen. Die Abbildung giebt zunächst eine schematische Darstellung der Meereshöhen des Erdprofils, dann sind die Abweichungen der beobachteten Schwere von der theoretischen γ^1 nach den drei Reduktionsmethoden eingezeichnet, wobei die Verbindung der einzelnen Punkte durch gerade Linien hergestellt wurde.

Berücksichtigt man nur die Reduktion in freier Luft, so schliessen sich die Abweichungen der Schwere $(g' - \gamma^1)$ ziemlich nahe der Gestalt der physischen Erdoberfläche an; befreit man diese Differenzen noch, nach der dritten Reduktionsmethode, von denjenigen Massen, welche das mittlere Niveau der Gegend überragen, so bleiben die $g'' - \gamma^1$ im Gebirge positiv und bilden eine sich von beiden Seiten her nahe gleichmässig erhebende Kurve, deren Höhenpunkt mit der Maximalhöhe des Gebirges zusammen-

fällt. Nördlich vom Hauptgebirge von Luzern bis Schaffhausen sind die Differenzen negativ, und es schliesst sich die Kurve nahe der ersten an, wie es wegen dem geringen Massenabzuge der Massen entspricht.

Bringt man jedoch nach der Bouguer'schen Methode die sämtlichen Massen bis zur Meereshöhe in Rechnung, so sind die $g_0 - \gamma^1$ sämtlich negativ. Die Kurve fällt im Norden und Süden zunächst langsam, bleibt in der Nähe des Hauptgebirges eine Strecke lang konstant und sinkt dann rasch zu einem breiten Minimum. Diese tiefste Stelle entspricht aber nicht der höchsten Stelle des Gebirges, sondern ist nach Norden verschoben; entsprechend ist dann auch das Ansteigen der Kurve im nördlichen Teile rascher als im südlichen Teile, während umgekehrt der Abfall des Gebirges nach Süden rascher erfolgt als nach Norden.

Diesem Bilde entspricht auch die eingezeichnete Linie der Lotabweichungen in Breite, deren Höhepunkt etwa bei Amsteg, mit dem Maximum der Schwerestörung zusammenfällt.

Der zweite, auf der Tafel gegebene Linienzug, stellt die Messungen im Rheinthale von Basel bis zum Bodensee dar, wobei die Abscissen die geographischen Längen, nämlich 1′ gleich 2 *mm* bilden. Es ist nur die Kurve der $g_0 - \gamma^1$ gegeben, die andern beiden von $g' - \gamma^1$ und $g'' - \gamma^1$ verlaufen nahe parallel derselben. Bei Basel ist die beobachtete Schwere nahe gleich der theoretischen γ^1, was durch die Beobachtung in Liestal bestätigt wird. Rheinaufwärts wird die Differenz grösser, d. h. die Schwere wird mehr und mehr zu klein gegenüber dem theoretischen Werte gefunden.

In der Tafel sind überdies die in der Nähe liegenden höhern Stationen in Egg, auf Achenberg und Hohentwiel angedeutet, welche beträchtlich von den im Thale erhaltenen Werten abweichen, und zwar ist in Egg die Schwere viel kleiner, an den beiden andern Orten viel grösser gefunden worden. Für Egg wird die Übereinstimmung mit den benachbarten Stationen besser, wenn man nur die Massen bis zum mittlern Niveau des umliegenden Terrains berücksichtigt, bei dem Hohentwiel und Achenberg ist dieses dagegen nicht der Fall. Egg liegt noch im Schwarzwalde, für welches Gebirge man auch, der Analogie nach, eine zu geringe Schwere erwarten kann. Bei dem Hohentwiel dürften die vulkanischen Phonolith-Massen, aus welchen er besteht, nicht ohne Einfluss auf die Schwerkraft sein. Die Beobachtungen auf Achenberg, einem Ausläufer des Jura, lassen sich mit einer ähnlichen Anomalie auf dem Wiesenberge in Beziehung bringen. Ebenso zeigt Schaffhausen eine etwas grössere Schwere als die beiden benachbarten Orte. Da jedoch bei diesen Beobachtungen das Mitschwingen des Stativs nur schätzungsweise berücksichtigt worden ist, so ist eine spätere Kontrolle noch wünschenswert.«

Die Beziehung zwischen der Schwerestörung $g_0 - \gamma$ und der Dichtigkeit der störenden Schicht für einen Punkt des Geoids lässt sich durch eine einfache Formel darstellen unter der Annahme, dass die Störungsmassen in der Nähe des Meeresniveaus angenommen werden. »Die sämtlichen in der Schweiz gefundenen Werte deuten auf einen Massendefekt hin. Derselbe ist in der Nähe von Basel am kleinsten, was vielleicht in der dort vorhandenen Verwerfung zwischen dem Werrathale und Basel seinen Grund hat. Der Einfluss derselben würde nach dem vorhergehenden sich noch bis gegen Liestal und den Wiesenberg erstrecken. Das schweizerische Mittelland zwischen dem Genfersee und Bodensee zeigt einen geringen Massendefekt, der im wesentlichen Teile etwa 400 *m*, im östlichen 700 bis 800 *m* Mächtigkeit aufweist. Der westliche Jura zeigt nur einen geringen Unterschied gegenüber der benachbarten schweizerischen Hochebene, aus welcher er steil aufsteigt, etwa 500—600 *m* und entspricht also durchaus der sichtbaren Masse, während die Lotabweichungen durch sie allein bedingt und erklärt werden. Es mag dieser Umstand mit seiner Entstehung, als einer gehobenen Sedimentformation zusammenhängen Im Gegensatze hierzu steht das aus Urgestein bestehende Alpenmassiv. Die Kräfte, welche dasselbe entstehen liessen, müssen ungleich grösser gewesen sein, als die,

welche beim Jura wirkten, es müssen deshalb dort auch tiefere Schichten der Erdkräfte mit beteiligt worden sein, als hier. Die Beobachtungen ergaben nun ein allmähliches Anwachsen des Massendefektes unter den Alpen gegen die Mitte desselben zu. Das Maximum des Defektes, von etwa 1600 *m* Dicke, wird jedoch nicht unter dem höchsten Punkte, sondern etwas nach Norden verschoben gefunden, ein Umstand, der vielleicht seinen Grund in der Bildung der Alpen hat, welche durch von Süden nach Norden wirkende Schubkräfte entstanden sind, woher auch der steilere Abfall im Süden rührt.«

Die mittlere Dichte der Erde ist von Dr. Franz Richarz und Dr. O. Krigar-Menzel durch eine Reihe von Untersuchungen bestimmt worden, die in ihren Anfängen bis zum Jahre 1884 hinaufreichen[1]), welche aber jetzt erst ihren Abschluss fanden[2]). Die Methode, welche in ihrem Prinzip zuerst von Prof. Jolly vorgeschlagen und angewandt wurde, ist kurz folgende: Man denke sich eine empfindliche Wage, die auf einem Tische steht, und über deren Schalen sich Drähte hinziehen, welche durch Öffnungen in der Tischplatte hindurchgehen und mehrere Meter lang sind. An den Endpunkten dieser Drähte sind ebenfalls Schalen befestigt, die also dem Erdmittelpunkte näher sind als die obern Schalen. Es zeigt sich nun, dass ein Gewicht, welches auf eine der untern Schalen gesetzt wird, von der Erde stärker angezogen wird, als wenn es sich auf der obern befindet. Der Gewichtsunterschied ist deutlich nachweisbar, und er wird noch grösser, wenn man unter die untere Schale eine schwere Masse, z. B. eine Bleikugel, bringt. Nach diesem Prinzip haben Prof. Richarz und Dr. Krigar-Menzel ihre Beobachtungen angestellt, doch brachten sie bei den Gravitationsbestimmungen die schwere Masse nicht unter der tiefern Schale, sondern zwischen den obern und untern Schalen an. Um möglichst genaue Ergebnisse zu erzielen, war die Benutzung einer ungewöhnlich schweren Masse erforderlich. In entgegenkommendster Weise hat das königlich preussische Kriegsministerium den beiden Forschern eine solche Masse in Gestalt eines Bleiquantums von 100.000 *kg* Gewicht aus der Geschützgiesserei in Spandau zur Benutzung gestellt. Sie bildet einen nahezu würfelförmigen Bleiklotz von fast 9 *cbm* Inhalt, der den zwischen dem obern und untern Schalenpaare vorhandenen Platz bis auf einen kleinen Spielraum ausfüllt. Die Verbindungsstangen der obern und untern Wagschalen gehen durch röhrenförmige Aussperrungen in der Mitte des Klotzes hindurch. Durch die Anwesenheit dieser grossen anziehenden Masse erscheint die Schwere am Orte der obern Wagschalen um die Attraktion der Bleimasse vermehrt, am Orte der untern um dieselbe vermindert. Durch passend angestellte Wägungen mit und ohne Bleiklotz lässt sich die Attraktion des letztern, befreit von den ungleichen Wirkungen der irdischen Schwere über und unter

[1]) Vergl. dieses Jahrbuch 4 p. 87.
[2]) Sitzungsber. d. k. preuss. Akademie d. Wissensch. zu Berlin 1896. p. 1305.

demselben mit grosser Genauigkeit ermitteln. Hier genügt es, das Ergebnis der Beobachtungen und Rechnungen der beiden Forscher anzuführen, das sich in der Zahl 5.505 für die mittlere Dichte der Erde darstellt. Das Ergebnis steht in sehr guter Übereinstimmung mit frühern von andern Beobachtern und auf andern Wegen erhaltenen Resultaten, aber es besitzt den Vorzug grösserer Genauigkeit. Will man das in der obigen Zahl ausgedrückte Resultat zur Berechnung des Gewichtes der Erde in Tonnen verwerten, so hat man nur das Volum der Erde, welches 2650 Millionen Kubikmeilen beträgt, mit dem Gewichte einer Kubikmeile Wasser (die 408.600 Millionen Tonnen schwer ist) und dieses Produkt mit 5.505 zu multiplizieren. Man erhält so als Masse des ganzen Erdballes 5960 Trillionen Tonnen, und dieses Ergebnis ist bis auf $^1/_{500}$ genau.

Untersuchungen über die mittlere Dichte der Erde hat Dr. C. Braun S. J. in den Jahren 1888—1896 ausgeführt [1]). Die Versuche wurden mit einer Drehwage angestellt und dabei die grösstmögliche Genauigkeit angestrebt. Auf die Einzelheiten und die Beschreibung der Apparate und Kontrollversuche kann hier nicht eingegangen werden. Als Endresultat ergab sich für die Dichte der Erde der Wert $D = 5.527\,284 \pm 0.0012$, daraus als Masse (Gewicht) der Erde $M = 5\,987\,084$ Trillionen Kilogramm und als Gravitationskonstante im C-G-S-System: $C = 665^{-10}$.

2. Oberflächengestaltung.

Die Bildungsgeschichte der Apenninenhalbinsel schildert auf Grund eigener und fremder Untersuchungen Prof. Theobald Fischer [2]). Er kommt, in Übereinstimmung mit Eduard Suess, zu der Ansicht, dass sich der Apennin in dem Faltengebirge am Nordrande von Klein-Afrika fortsetze. »Rings um die Ost- und Südseite des mediterranen Nordwestbeckens von Genua über Sizilien bis an die Meerenge von Gibraltar sind die Schichtenköpfe und die relativ ältesten Formationen diesem Becken zugekehrt. Das andalusische Faltensystem, dessen älteste Formationen ebenfalls dem Mittelmeere zugekehrt sind, endet auf Minorka 350 *km* westlich von Sardinien, welchem gegen Osten auf 300 *km* Entfernung der innere Abbruchsrand der Apenninen im Sabinergebirge gegenüberliegt. Mitten in diesem Wirbel gefalteter und nach innen zum Nordwestbecken des Mittelmeeres auf peripherischen, fast durchaus durch vulkanische Thätigkeit gekennzeichneten Brücken abgesunkener Gebirge liegen die Trümmerstücke einer alten Scholle, der Tyrrhenis. Man wird an die grossen Verhältnisse erinnert, wie sie um den Stillen Ozean

---

[1]) Denkschrift d. k. k. Akademie d. Wissensch. in Wien. Mathem.-naturw. Klasse 1896. 64.

[2]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 193 ff.

herrschen. Auch die Lage des freilich noch zu wenig erforschten Borneo zu den südostasiatischen Faltenzügen erweist sich vielleicht einmal als der von Sardinien-Korsika vergleichbar. Der Gedanke an einen Zusammenhang zwischen der Bildung des mediterranen Nordwestbeckens und den dasselbe umschliessenden Faltengebirgen, speziell des tyrrhenischen Einbruchskessels, mit den Apenninen liegt nahe.«

Die Entstehungsgeschichte des Bosporus und Hellespont behandelte Dr. Philipson in der Niederrheinischen Ges. für Natur- und Heilkunde zu Bonn[1]). Die Umgebung des Bosporus besteht aus unterdevonischen Thonschiefern und Grauwacken, die trotz ihrer starken Zusammenfaltung mit nordnordöstlicher Streichrichtung, zu einer flachwelligen Hochebene von 200 bis 300 *m* Meereshöhe abgehobelt sind. Dieses Schiefergebirge ähnelt in jeder Hinsicht, in Zusammensetzung wie in den Oberflächenformen, dem rheinischen Schiefergebirge, und ebenso weist das darin eingeschnittene gewundene Thal des Bosporus die grösste Ähnlichkeit mit dem Rheinthale, etwa zwischen Andernach und Rolandseck, auf. Wie dieses kann auch der Bosporus nur durch die Erosion eines Flusses entstanden sein, dessen Thal dann später durch Senkung des Landes bis zu einer Höhe von 60 bis 70 *m* über dem Thalboden vom Meere überflutet wurde. Auch der Hellespont trägt alle Anzeichen eines Fluss-Erosionsthales an sich, zeigt aber im übrigen einen ganz andern landschaftlichen Charakter, da er in eine völlig horizontale Tafel von sarmatischen (obermiocänen) Schichten eingeschnitten ist. Dieselbe Tafel jungtertiärer Schichten setzt auch die untere Troas, die Umgebung des alten Ilion, zusammen, hier von der breiten Schwemmlandsebene des Skamander durchzogen. Aus dem Verhalten dieser Thaleinschnitte zu den jungtertiären Schichten ergiebt sich, dass sie erst in der obern Pliocänzeit gebildet worden sind, die für diese ganze Gegenden eine Festlandsperiode und, nach den neuern Untersuchungen von Sokolow, auch in Südrussland eine Zeit der Thalbildung war. Erst in der Diluvialzeit erfolgte ein Einbruch des Ägäischen, Marmara- und südlichen Schwarzen Meeres und gleichzeitig das Untertauchen der Bosporus- und Hellespont-Thäler, sowie der Limane der südrussischen und Balkan-Küsten unter das Meer. Darauf folgte in vorgeschichtlicher Zeit noch einmal ein geringes Aufsteigen der Küsten im nördlichen Ägäischen, dem westlichen Schwarzen Meere und in den Meerengen. Die ganze verwickelte Gestaltung dieses Gebietes ist also sehr jugendlicher Entstehung und hat sich vollzogen teils durch tiefe Beckeneinbrüche, teils durch langsame und wechselnde Niveauverschiebungen des Gebietes im ganzen.

---

[1]) Sitzung vom 11. Januar 1897.

Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland besprach Keilhack[1]). Mit dem irisch-keltischen Worte Drum, im Diminutiv Drumlin, werden langgestreckte Hügel bezeichnet. In die geologische Terminologie wurde der Name durch die nordamerikanischen und englischen Geologen eingeführt, die damit eine in jenen Gebieten weit verbreitete Oberflächenform bezeichneten. Es sind langgestreckte, flache Hügel, die immer gesellig auftreten und in ihrer Scharung die sehr charakteristische Drumlinlandschaft erzeugen. Ihre hervorstechenden Eigentümlichkeiten liegen in ihrer geographischen Verbreitung, ihrer Zusammensetzung, ihrer Gestalt und ihrer Orientierung. In erstgenannter Beziehung sind sie auf Gebiete diluvialer Vergletscherung beschränkt, und zwar scheinen sie auch in diesen nur in den vom Eise der letzten Eiszeit bedeckt gewesenen Arealen aufzutreten. Ihre Form ist immer eine mehr oder weniger elliptische; die Länge der Hauptaxe schwankt zwischen ein paar Hundert Metern und mehrern Kilometern, während ihre Breite zur Länge sich zwischen 1:1 und 1:10 schwankend verhält. Die Höhe beträgt gewöhnlich 10—20 *m* und überschreitet 30 *m* nur selten. Die Drumlins scheinen fast ausnahmslos in der Hauptsache aus ungeschichtetem Grundmoränenmateriale, aus Geschiebemergel, zu bestehen. Ob ein Kern aus ältern Schichten die Regel oder die Ausnahme bildet, muss vorläufig noch dahingestellt bleiben. Die auffälligste Erscheinung aber ist die Orientierung dieser Hügel in der Richtung ihrer Längsaxe; sie verlaufen einander in ganz auffallender Weise über weite Gebiete parallel, und zwar deckt sich ihre Längsaxe mit dem Verlaufe der im gleichen Gebiete auf anstehendem Gesteine beobachteten Schrammen mit der Richtung der Rundhöcker und damit mit der Bewegungsrichtung des Inlandeises in dem betreffenden Gebiete.

Während die Drumlinlandschaft in Nordamerika und in Grossbritannien seit langen Jahrzehnten bekannt ist, fällt ihre Entdeckung im kontinentalen Europa in die erste Hälfte unseres Jahrzehntes. Zuerst beschrieb sie Sieger 1893 aus dem Gebiete nördlich vom Bodensee, 1893 und 1894 fand sie Keilhack im vordern Hinter-Pommern und in der Provinz Posen, 1895 wurde sie von De Geer aus Schweden und von Früh in weiter Verbreitung aus der Nord-Schweiz und 1896 endlich von Doss aus Livland beschrieben. Die Drumlinlandschaft in der Provinz Posen, die Keilhack bei Gelegenheit einer Bereisung des posenschen Endmoränenzuges erkannte, bedeckt ein sehr beschränktes Gebiet westlich von der Stadt Schmiegel am Südrande des grossen Obrabruches in der Umgegend des Gutes Bucz und der Dörfer Barchlin, Kluczewo, Siekowa und Sniaty. Hier treten etwa 20 Drums auf, deren Länge bis zu 5 *km* beträgt, während ihre Höhe zwischen 5 und 25 *m* schwankt, in den meisten Fällen aber 12—15 *m* ausmacht. Südlich von Bucz verläuft die

[1]) Verhandlungen der deutschen Geolog. Gesellsch., Zeitschr. der deutschen Geolog. Gesellsch. 1897. 49 C. p. 2 ff.

posensche Endmoräne, und die Drums stehen mit ihrer Längsaxe senkrecht zu der von jener bezeichneten Linie. Ungleich ausgedehnter ist das Gebiet der hinterpommerschen Drumlinlandschaft, welches sich von Greifenberg im Norden bis nahe an Kyritz im Süden und von Gollnow in Westen bis Regenwalde, Labes und Freienwalde im Osten ausdehnt, ein Gebiet einschliessend, welches einen nordsüdlichen Durchmesser von 75, einen ostwestlichen von 45 *km* und eine Oberfläche von etwa 2500 *qkm* besitzt. Es wird im Süden und Südosten von der unregelmässig bewegten Moränenlandschaft, im Westen von den weiten Thalsandebenen der Haffumränderung und im Norden von ebenen Grundmoränengebieten begrenzt. In diesem Gebiete liegen mindestens 2200 Hügel, die als Drums zu bezeichnen sind. Sie verlaufen zum grössten Teile in nordsüdlicher Richtung, aber bei Regenwalde, Daber und Stargard beobachtet man deutliche Übergänge in die südöstliche Richtung. Eine Karte, in der auch der Verlauf des neumärkisch-pommerschen Endmoränenbogens eingetragen ist, lässt deutlich erkennen, dass die Drums sich auf die Endmoräne zubewegen. Sie bleiben aber von ihr getrennt durch den breiten Streifen der Moränenlandschaft. In der Gegend östlich von Stargard entwickeln sich aus der Drumlinlandschaft heraus zwei Asar von 20, resp. 15 *km* Länge, die in ihrem Verlaufe mit den Drums übereinstimmen und auf die Endmoräne bei Nörenberg zuverlaufen. Alle diese Umstände machen es gewiss, dass die Drumlins auch in diesem Gebiete in der Richtung der Eisbewegung liegen, und dass ihre Längsaxen ein vortreffliches Mittel zur Konstruktion von Darstellungen dieser Bewegungen bilden, ein viel besseres und zuverlässigeres, als die spärlichen Stellen vom Eise geschliffener und gekritzter Gesteinsoberflächen, bei denen es von vornherein unwahrscheinlich ist, dass die mittlere Richtung des Eises in derjenigen der Schrammen zum Ausdrucke gelangt.

Die Tucheler Heide und ihre Moore sind von C. Warnstorf im Juli 1896 untersucht worden[1]. Das Gebiet liegt auf der in südöstlicher Richtung zwischen Brahe und Schwarzwasser bis in die Nähe der Weichsel sich erstreckenden Abdachung der pommerschen Seenplatte und umfasst in den westpreussischen Kreisen Konitz, Berent, Pr. Stargard, Tuchel und Schwetz einen Flächenraum von ungefähr 35 Quadratmeilen. »Dieses ausgedehnte Gebiet bildet ein wellenförmiges Plateau von durchschnittlich 120 *m* Meereshöhe, dessen Boden zum weitaus grössten Teile aus Diluvialsand gebildet wird und Kiefernwald trägt. Der oft untergelagerte Lehm liegt meist zu tief, als dass der Pflug des Landmannes oder die Wurzeln der Bäume ihn zu erreichen vermöchten. Doch tritt er auch nicht selten, und zwar mitunter ganz unvermittelt zu Tage, wie z. B. auf

[1] Schriften der naturforsch. Gesellschaft in Danzig. N. F. 9. 2. Heft. Anlage B. p. 111.

den Feldmarken von Tuchel, Driczmin, Osche und Gr. Schliewitz oder in den Waldbezirken der Chirkowa nördlich von Osche und in der Hölle bei Schwiedt, woselbst sich die herrlichsten Laubwaldbestände finden. Freigelegter sandiger Lehm, resp. Mergel, ist besonders häufig an den Gehängen der Flussläufe zu beobachten, welche aus diesem Grunde ebenfalls meist dicht mit Laubholz bestanden sind. Wiesenkalkablagerungen sah Verf. nur auf Moorwiesen am Miedznosee unweit der Försterei Adlerhorst. Dagegen treten an den Ufern der zahlreich in der Heide verstreuten kleinern oder grössern Seen häufig Moorbildungen und in frühern Seebecken fertige Moore auf, die mitunter, wie z. B. das Iwitzer Bruch zwischen Wissoka und Iwitz, eine bedeutende Ausdehnung erlangen können. Die beiden Hauptflüsse in der Heide sind die Brahe am östlichen und das Schwarzwasser am westlichen Rande derselben. Sie zeigen ein starkes Gefälle und machen an manchen Stellen, wo das Wasser über zahlreiche eingelagerte Wanderblöcke hinwegschäumt, ganz den Eindruck eines Gebirgswassers. Dieser Eindruck wird in vielen Fällen, durch hohe, steil ansteigende Uferwände verstärkt, und mit Wohlgefallen und wahrhaftem Naturgenusse überblickt dann von hier aus das Auge aus einer Höhe von 20—30 *m* durch uralte Linden, Buchen oder Eichen einen Teil des lieblichen Flussthales. Einige solcher herrlichen Blicke in das Brahethal hat man z. B. von der Eisenbahnbrücke östlich von Tuchel und bei Schwiedt, sowie in das Schwarzwasserthal in den »Zatocken« westlich von Osche und bei dem Flösserdorfe Altfliess, welches malerisch die beiden hohen Ufer des Flusses umsäumt.

Natürliche ausgedehnte Wiesenflächen zur Grasnutzung, wie sie in der Mark häufig sind, fehlen der Heide fast ganz. Abgesehen von den bald schmälern, bald breitern, meist quellig-sumpfigen Wiesenstreifen, welche sich zu beiden Ufern der Flussläufe hinziehen, laufen einzelne flache Seen, wie beispielsweise der Neumühler See östlich von Tuchel, der Miedznosee bei Adlershorst und der Mukrzsee in der Nähe des Cisbusches bei Lindenbusch in grössere Wiesenflächen aus, welche insgesamt aber keineswegs den Bedarf an Heu für den Viehstand der Heidebewohner zu decken im stande sind.

An einzelnen Punkten der Heide treten fast unvermittelt in der Richtung von Ost nach West höhere Hügelzüge auf, welche zahlreiche erratische Blöcke in jeder Form und Grösse als Endmoränen nordischer Gletscher aus der Eiszeit tragen; die meisten derselben sah Verf. in den beiden grossen Flussthälern und im nördlichen Teile der Heide auf den Feldmarken von Kl. und Gr. Schliewitz, woselbst diese Wanderblöcke auf Feldrainen zu Mauern zusammengehäuft sind.«

Der herrschende Waldbaum in der ganzen Heide ist die Kiefer. Die vom Verf. untersuchten Moore zeigten entweder den Charakter echter Hochmoore oder waren ausgesprochene Grünlandsmoore oder

befanden sich im Übergangsstadium vom Grünlands- zum Hochmoore, oder die unter Wasser gebildeten organischen Ablagerungen erzeugten Verschlammungen ganzer Bäche oder Seen. Charakteristisch für alle Hochmoore ist das massenhafte Auftreten der Sphagna, gewisser Laub- und Lebermoose und einer Zahl nur hier wachsender Phanerogamen, die man deshalb als Hochmoor-Leitpflanzen bezeichnen könnte. Die zu einem gewissen Abschlusse gekommenen Hochmoore zeigen fast stets Baumwuchs, und zwar sind es bald Kiefern, welche, wie im Iwitzer Bruch, dominieren, bald Laubholzbestände, bald Nadelholz mit Laubholzgesträuch aller Art gemischt, welche den Moorboden bedecken. Man könnte deshalb je nach dem Überwiegen der einen Holzart unterscheiden: Kiefernhochmoore, Erlenhochmoore, Birkenhochmoore, Mischwaldhochmoore.

Reine Grünlandsmoore von grösserer Ausdehnung sind in der Heide selten, wenn man von den Moorablagerungen in den Erlenbrüchen der Flussthäler absieht. Alle diese Moore zeichnen sich vor allen Dingen durch das Fehlen jeglicher Sphagnum-Vegetation, sowie gewisser, das Hochmoor charakterisierender Blütenpflanzen aus. Als Typus eines echten Grünlandsmoores kann das Torfbruch bei Kl. Kensau gelten.

Viel häufiger finden sich Übergänge vom Grünlands- zum Hochmoore. In der Nähe der Braheeisenbahnbrücke, etwa 3 *km* östlich von Tuchel, liegt frei in einer tiefen Bodensenkung ein kleiner Sumpf, welcher gegen die Mitte hin bereits anfängt, sich in ein Hochmoor umzubilden. Besonders lehrreich für die verschiedenartige Moorbildung dürfte ein Torfmoor südlich von Tuchel, in der Nähe der Stadt sein, welches in seinen untern Schichten nur die Elemente eines Grünlandsmoores, in den mittlern dagegen reinen Sphagnum-Torf und in den obersten Lagen wieder durchaus dem Grünlandsmoore eigene Bestandteile aufweist.«

Die Letzlinger Heide schilderte Dr. A. Mertens[1]). »Als letzter Abschnitt des von Penck Grenzrücken getauften Höhenzuges am Südrande der norddeutschen Tiefebene streicht in nordwestlicher Richtung zwischen Elbe, Ohre, Aller, Weser und Nordsee eine Diluvialplatte, deren mittlerer Hauptteil als Lüneburger Heide allgemein bekannt ist. Der südlichste Teil dieser Platte hiess das ganze Mittelalter hindurch bis zum Anfange dieses Jahrhunderts nach der am nördlichen Saume liegenden Stadt Gardelegen die Garleber oder Gardelegener Heide; jetzt ist dafür nach dem darauf gelegenen Jagdschloss Letzlingen der Name Letzlinger Heide gebräuchlicher geworden.

Der Südrand der Heide folgt in schwachem, nach Süden gewendetem Bogen von Rogätz an der Elbe bis oberhalb der Stadt Neuhaldensleben dem noch heute vielfach sumpfigen Thale der Ohre.

---

[1]) Aus allen Weltteilen 1897. p. 194.

Im Osten fällt sie zu der breiten, mit Wiesen und Mooren erfüllten Niederung ab, die einst von den Wassern der Elbe durchflutet wurde, jetzt durch den langsam fliessenden Tanger und seine Zuflüsse zur Elbe abwässert. Nach Westen senkt sie sich ganz allmählich zum Drömling, und im Norden bezeichnet etwa die Berlin-Lehrter Eisenbahn ihre Grenze.

Ihre Oberfläche stellt eine von Westen aus ganz allmählich ansteigende, fast ebene Hochfläche von durchschnittlich 75—80 *m* Höhe über Nordnord dar, die am Nordostrande gegen 100 *m* erreicht. An diesem Saume erheben sich Kuppen bis zu 139 *m*; und da diese zum Teil steil zu dem nur etwa 40 *m* hohen, gebuchteten Tangerthal abfallen, so erscheint die Heide hier wie ein kleines Gebirge. Weiter nach Süden, etwa von Burgstall ab, ist der Übergang zur Niederung allmählicher. Abweichend von diesem allgemeinen Charakter zeigt der Südrand ein welliges Aussehen, indem langgestreckte, westöstlich streichende Hügelreihen, die im Fliederberge mit 123 *m*, im Zackelberge mit 139 *m* gipfeln, durch schmale Thäler getrennt werden. Landschaftlich am schönsten ist daher die Heide an diesen Rändern, wo die Niederungen in schmalen Buchten eingreifen und daher hoch und tief auf engem Raume miteinander abwechseln.

Des Schmuckes fliessender Gewässer, sowie grösserer Seen entbehrt die Heide völlig; sie ist ein abflussloses Gebiet, in dem zahlreiche kleine Wassertümpel (Sölle) meist von geringer Tiefe liegen. Seit der am Ende des vorigen Jahrhunderts erfolgten Entwässerung des angrenzenden Drömlings und der im Zusammenhange damit durchgeführten Vertiefung und Verbreiterung des Ohrebettes ist der Grundwasserstand der Heide infolge des schnellern Abflusses in dieser Rinne um $1\frac{1}{2}-2$ *m* gesunken. Dadurch ist eine ganze Zahl dieser Sölle heute sehr zusammengeschrumpft: manche, wie z. B. unter andern das Bullensoll bei Gardelegen, sind vollständig verschwunden. Nur vom Rande eilen kleine Bäche herab, unter denen der Lüderitzer Tanger, die Uchte, der Lausebach und die Milde die bedeutendsten sind, die aber ihre Hauptwassermenge auch erst aus den Mooren der Niederungen erhalten.

Der Boden der Hochfläche ist ihrer Natur nach Diluvialmergel, der stellenweise stark lehmig ist. An den Rändern bildet vielfach weisser Decksand die oberste Schicht. In diesen Sandgebieten, ganz besonders an der Nordostecke, in den Kesselbergen und am Landsberge, sind durch die Thätigkeit der Winde Dünen aufgetürmt, die durch ihre kühnern Formen, ihre steilern Hänge etwas Abwechselung in die Einförmigkeit des Geländes bringen. Erratische Blöcke liegen überall zerstreut; einzelne unter ihnen erreichen bedeutende Grösse und haben dann wohl zu Sagen Veranlassung gegeben, wie z. B. der Backenstein am Landsberge. Für die Anlage der ganz vorzüglichen Heidechausseen, sowie zum Baue von Kirchen und Häusern haben diese Feldsteine gute Dienste geleistet.

Diese Bodenverhältnisse im Vereine mit denen der Bewässerung bedingen das Pflanzenleben auf der Heide. Ihr weitaus grösster Teil ist heute noch Wald, und zwar ein Wald von einer Grösse, wie man in Deutschland nicht viele findet. Seine Ausdehnung von Süden nach Norden beträgt etwa 25 *km*, die von Osten nach Westen noch etwas mehr. Der grösste Anteil gehört dem preussischen Staate, der hier in fünf zusammenhängenden Oberförstereien 28677 *ha* besitzt.«

Das Wandern der Dünen schilderte K. J. V. Steenstrup in in einem Vortrage im dänischen geologischen Vereine zu Kopenhagen [1]). Die Dünen bilden sich, wo der Wind die losen Sandschichten erfassen kann; durch den Flugsand werden die früher dort wachsenden Pflanzen erstickt, und die Pflanzen, die am besten in Dünensande gedeihen, stellen sich ein, die eigentlichen Dünenpflanzen. Zwar suchen der Flugsand und die Dünenpflanzen sich gegenseitig zu ersticken, aber am besten gedeihen beide, wenn sie sich ungefähr das Gleichgewicht halten. Bekommt dagegen beispielsweise der Dünensand das Übergewicht, so wandert die Düne, bis das Meer, ein See oder ein Fluss ihr ein Ziel setzt, oder bis sie unter den veränderten Verhältnissen von den Dünenpflanzen festgelegt wird. Im letztern Falle werden aber die Dünenpflanzen, die nur dann kräftig wachsen, wenn sie stets von neuem verschüttet werden, von andern Pflanzen verdrängt. Haben die Pflanzen, welche die Dünenpflanzen ablösen, jedoch noch nicht festen Fuss gefasst, während die Dünenpflanzen schon so geschwächt sind, dass sie nicht länger den Sand binden können, so kann die Düne bei anhaltender Dürre und Sturm wieder ins Wandern kommen. Ihre grösste Entwicklung erreichen die dänischen Dünen an der Westküste Jütlands. Wenn auch die Dünen hier in vereinzelten Fällen entblössten diluvialen Sandschichten ihren Ursprung verdanken (so bei Lönstrup, wo oberhalb des Steilufers die Dünen auf diejenigen Punkte beschränkt sind, an denen die obere Sandschicht des Diluviums entblösst ist), so ist dieses doch nicht als Regel anzusehen; die Hauptmasse des Flugsandes entstammt dem Meeresboden der vorgelagerten Nordsee, der fast ausschliesslich aus Sand besteht; Wogen und Strömungen, die fast ausschliesslich in der Richtung auf die Küste verlaufen, führen den Sand in die Nähe des Ufers, lagern ihn hier auf dem schwach ansteigenden Meeresboden in der Form der bekannten Riffe ab und führen ihn endlich dem Strande zu. Nachdem er hier getrocknet ist, übernehmen die vorherrschenden Westwinde den Weitertransport ins Land hinein.

Der Weitertransport des Sandes, das Wandern der Dünen, vollzieht sich nicht so einfach, wie dies gewöhnlich dargestellt wird.

---

[1]) Bericht darüber in der Deutschen Rundschau für Geographie, 19. p. 416, woraus der Text.

Die Dünenpflanzen greifen am Ufer nicht gleichmässig ein, sondern halten den Sand an einer Stelle in grösserem Masse als an einer andern; auch wirken die Terrainverhältnisse hier hemmend, dort fördernd auf das Wandern ein, so dass die Meeresdüne durchweg ein ungeordnetes, unregelmässiges Aussehen hat. Dagegen scheinen die weiter zurückliegenden Landdünen regelmässigere Formen zu besitzen. Die Verschiedenartigkeit der bisherigen Angaben über dieselben ist teils auf die Schwierigkeit, im Felde einen genauern Überblick zu bekommen, teils auf die Unzulänglichkeit der ältern, in Schraffen ausgeführten Karten zurückzuführen; jedoch gewähren jetzt die Messtischblätter (1 : 20000) des Generalstabes mit ihren von 5 zu 5 Fuss fortschreitenden Höhenlinien eine genauere Übersicht über die Höhenverhältnisse in der koupierten Dünenlandschaft.

Schon bei der Untersuchung der Messtischblätter von Skagen treten die sogenannten »Rimmer« hervor, schmale, hohe Dünen, welche von Westen nach Osten, also ungefähr in der Richtung der herrschenden Winde (West und Nordwest) verlaufen, und deren Leeseite (die südliche) steiler, als die dem Winde zugekehrte nördliche Seite ist. Es versteht sich von selbst, dass eine solche »Rimme« nicht in der Weise entstanden sein kann, dass der Wind den Sand von der Windseite auf die Leeseite hinüberwehte, denn in diesem Falle hätte die Richtung des Walles senkrecht zur Windrichtung stehen müssen; eine Erklärung für die Art ihrer Entstehung ergab sich aber erst im weitern Verlaufe der Untersuchungen bei Bulbjerg, Hanstholm und Blaavandshuk. Eine wandernde Düne hat nämlich annähernd die Form einer Parabel. Die Parabel entsteht dadurch, dass die Mittelpartie der Düne vorwärts schreitet, während die Seiten (vielleicht durch die Pflanzendecke) zurückgehalten werden und sich im langsamern Tempo bewegen. Die »Rimmer«, welche die Seitenäste darstellen, müssen also, trotzdem sie in der Windrichtung vorwärts schreiten, ihre Längenausdehnung in der Windrichtung haben. Eine Rimme ist also keine ursprünglich selbständige Bildung, sondern ein Rest einer wandernden Düne, welche durch spätere Sandwehen erhöht und vergrössert werden kann. Die Rimme auf Skagen stellt den südlichen, besonders ausgeprägten Ast einer wandernden parabolischen Düne dar, deren nördlicher Ast immerhin noch erkennbar ist, während die vordere Mittelpartie bereits ins Kattegatt hinausgeweht ist.

Was die Richtung der wandernden Dünen betrifft, so ist dieselbe nicht von der Richtung der Küste, sondern von derjenigen der Winde und vor allem der am meisten hervortretenden Stürme abhängig. Nicht nur bei Blaavandshuk stimmt die westöstliche, sondern auch bei Hanstholm die nordwest-südöstliche Richtung der wandernden Dünen mit der Hauptrichtung der Winde überein. Bei Skagen ist zwar weniger Übereinstimmung vorhanden, da die meisten Stürme aus Nordwesten kommen, während die Dünen in westöstlicher Richtung wandern; aber hier treten die Stürme aus Süden und Süd-

westen auch beträchtlich stärker hervor als bei Hanstholm, und dieser Umstand hat wohl die Richtung der Dünen so weit ablenken können.

Nicht immer stimmen die Richtungen der Stranddünen und der weiter zurückliegenden Landdünen überein; es scheint, als ob die Stranddünen durchweg eine mehr südliche Richtung im Vergleiche zu den Landdünen haben.

Man ist im allgemeinen zu der Annahme geneigt, dass, selbst wenn die Mächtigkeit des Flugsandes innerhalb der Dünenlandschaft höchst verschieden ist, doch überall eine Sandschicht liegen wird, welche das Terrain, wenn auch im verschiedenen Grade, erhöht. Dies ist jedoch nicht der Fall; ja, an vielen Stellen, besonders in sandigen Gegenden, reisst der über die Gegend dahinwandernde Flugsand sogar einen Teil der Unterlage mit sich. Die so in den Flugsand aufgenommene Dammerde kann unter Umständen dem an sich unfruchtbaren Flugsande einen geringen Grad von Fruchtbarkeit verleihen. Nur zu oft werden aber auch Teile des blossgelegten sandigen Untergrundes mitgerissen. Einen drastischen Beweis hierfür liefern die bei Kannestederne vorhandenen Brunnenstellen, deren Reste jetzt auf dem sandigen Erdboden stehen, da die Düne, als sie den Platz überschritt, so viel von dem darunter liegenden Sande mitnahm, als die Tiefe der Brunnen betrug (4 – 6 Fuss).

Auf Grund seiner Untersuchungen an der Westküste Jütlands, wo die Richtung der vorherrschenden Stürme genau festgestellt ist, weist Steenstrup die Vermutung, dass eine halbmondförmige oder parabolische Wanderdüne ihr geschlossenes Ende dem Winde zukehren solle, entschieden zurück.

Die Gobi ist von dem russischen Geologen W. Obrutschew zum Teil bereist worden. Derselbe schildert[1]) das von ihm besuchte Gebiet als von steppenartigem Charakter. Die östliche Mongolei, welcher die Gobi angehört, ist ein ungeheueres, vom Meere abradiertes Plateau, das noch auf vielen Stellen von horizontal gelagerten Absätzen des transgredierenden Meeres bedeckt ist. Diese massiven Schichten sind durch spätere Erosion in einzelne Tafeln zerstückt, zwischen denen der frühere Meeresboden in Form von abradierten Schichtköpfen viel älterer Gesteine zu Tage tritt. Diese Schichten setzten einstmals das ganze gebirgige Gebiet zusammen, bilden aber heute nur Kämme und Gruppen von flachen und niedrigen Hügeln. Die Oberflächenschicht besteht hauptsächlich aus lehmigem, grobkörnigem, mit Kies untermischtem Sande, während sich typischer Löss hauptsächlich an den Rändern findet, aber nirgends in solchen Massen, welche die Kontraste des Reliefs ausgleichen könnten.

Alle Karawanenwege von Urga steigen im Süden dieser Stadt auf einen flachen Gebirgssattel, hinter dem bereits das wasserarme

---

[1]) Aus China. Von W. Obrutschew. Leipzig 1896. 2 Bde.

und waldlose Gebiet Zentral-Asiens beginnt. Der Reisende, welcher auf diesem Punkte angelangt ist, wendet sich nochmals zurück, wirft einen letzten Blick auf die bewaldeten südöstlichen Ausläufer des Bogdo-ola, der noch in die Übergangszone Zentral-Asiens und in dessen peripherischen Teil gehört, und nimmt dann Abschied von den Wäldern des Nordens. Vor ihm beginnt jetzt die hügelige Steppe, der selbst Busch und Strauch fehlen, welchen man erst bedeutend südlicher, und zwar auf der Sandsteppe wieder begegnet.

Dennoch kann man auch diesen ersten Teil, d. h. die 85 *km* lange Strecke jenseits des Gebirgssattels, nicht Wüste nennen, denn sie ist durchaus nicht wasserlos. Bis zum Niederstiege von den »Sonnenbergen«, Narin-ola, sieht man eine vielgegliederte Gegend, welche an die Natur nördlich von Urga erinnert; breite, nur wenig vertiefte, mulden- und kesselförmige Thäler sind durch Hügelketten voneinander getrennt. Von den Sonnenbergen geht der Pfad in das flache und umfangreiche Kesselthal des Salzsees Narin-ul, hinter dem sich eine leichtgewellte Ebene, Sanssyr-tala, hinzieht. Diese Ebene gleicht einem Meere, dessen Wassergewoge plötzlich erstarrt ist; breite und flache Hügel mit ebenso flachen und breiten Thälern wechseln daselbst beständig, und in diesen Thälern trifft man nicht selten Brunnen, in zweien sogar fliessendes Wasser. Hinter den Bergen Sanssyr-ola und Bogdo-ola, die sich etwa 200 *m* über die nämliche, sich von Norden an sie schliessende Ebene erheben, dehnt sich bis zu einer zweiten Ebene, Daityn-tala, ein flachhügeliges, vom Meere abradiertes Land, welches spätere Wasser zergliedert und in Gruppen und Ketten flacher Hügel mit mehr oder weniger tiefen Thälern dazwischen, geteilt haben. In den bedeutendsten dieser Thalvertiefungen giebt es mehrere Salzseen, darunter den Iren-dabassunnor, hinter welchem das Gebiet der Tafelplateaus beginnt, unterbrochen von nur sehr unbedeutenden Vertiefungen, die mitunter eine leicht gewellte Steppe bilden. Der senkrechte Abfall dieser Tafelplateaus zu den Vertiefungen und ihre von Schluchten zerrissenen Ränder geben diesem Teile des Steppengebietes einige Ähnlichkeit mit dem sogenannten »Zeugen« der Wüsten Afrikas und Arabiens, nur dass diese ihre Entstehung der Deflation verdanken, während die seltsamen Reliefformen der östlichen Mongolei zum Teil auch der Thätigkeit des Wassers zuzuschreiben sind.

Von den Bergen Tabun-tuchum an prägt sich der gegliederte Charakter des Landes immer mehr aus; die Hügel werden zu verhältnismässig hohen Bergen, die Thäler haben eine Ausdehnung von 10—15 *km*, und in jedem derselben findet man zwischen den Bergen kleine Seen mit Süss- oder Salzwasser; der Boden steigt überhaupt von hier bis zu den Hügeln Tabun-bogda von 1150 bis auf 1450 *m*.

Der Südrand der östlichen Mongolei endlich, von den Hügeln Tabun-bogda bis zu dem nach Kalgan führenden Passe stellt eine leichtgewellte Steppe dar mit zahlreichen Seen in flachen und ausgedehnten Thälern. Die absolute Höhe dieser Landstrecke schwankt

zwischen 1390 und 1450 *m*. Die Ebene senkt sich der Mitte zu und hebt sich dann allmählich wieder bis zum Fusse der Randhügel; nördlich von der Karawanenstrasse ragen an einzelnen Stellen isolierte Gebirgsgruppen empor, während im Süden die flachern Höhen der Randhügel den Horizont begrenzen.

Aus diesen Zügen der Bodenbeschaffenheit der östlichen Mongolei geht hervor, dass die Gobi in keinem einzigen ihrer Teile eine richtige Wüste ist. Es fehlen ihr auch atmosphärische Niederschläge nicht, welche im Sommer als Regen und im Winter als Schnee herabfallen. Freilich sind grössere Regenfälle sehr selten, und auch der Schnee bleibt nie lange liegen, sondern wird entweder von der sehr trockenen Luft bald aufgesogen oder von dem Winde weggeweht; dennoch genügt auch schon dieses geringe Mass atmosphärischer Feuchtigkeit, um die östliche Mongolei im Frühlinge mit Graswuchs zu bedecken. Dieses Gras ist in dem an dem Fusse des Berges Narin-ola beginnenden und bei den Bergen Dschabyk endenden Gebiete — einzelne unfruchtbare Strecken finden sich auch noch weiterhin — zwar ganz erbärmlich, erreicht kaum eine Höhe von 2—3 Zoll und wächst so undicht, dass die kahle Erde überall durchscheint, genügt indes nicht nur für den Unterhalt der anspruchslosen Kamele, sondern auch für den der die Karawane begleitenden Pferde. Über die Karawanenwege der Gobi ziehen alljährlich 100 000 Kamele mit ihren Theelasten von Kalgan nach Urga, und in der Nähe der Brunnen, die selten weiter als 35—50 *km* voneinander anzutreffen sind, stösst man auch in diesem unfruchtbarsten Teile der Mongolei, welcher vor andern den Namen der Wüste verdiente, auf Jurten, darin nomadisierende Mongolen leben, deren Herden hier ihr kärgliches Futter finden. Nur in ganz dürren Jahren wächst das Gras in so ungenügender Menge, dass es von den Tieren bald abgeweidet ist, und die armen Geschöpfe in der Gobi den Hungertod sterben müssen.

Nördlich und südlich von diesem verhältnismässig unfruchtbaren Landstriche ist das Gras höher und dichter, so dass die dort wohnenden Mongolen sich sogar kleine Heuvorräte für den Winter anlegen können. Im südlichen Teile, vom Plateau Chuldyn-gobi an, trifft man ganze Wermutsteppen, und der harte Lasiogrostus splendens ist über die ganze Mongolei verbreitet, besonders auf den Thalböden, wo er oft ganze Dickichte bildet. Baumwuchs giebt es in der Mongolei nicht, denn die einzelstehenden Ulmen auf dem Passe des Gebirges Urgun-ulan, Dschabyk und in den Schluchten an der Quelle Arschanty können, da sie ihr Dasein der Vereinigung besonders glücklicher Bedingungen verdanken, doch nur als Ausnahmen gelten, sind mithin eine Bestätigung der Regel von der Waldlosigkeit der östlichen Mongolei. Dagegen ist an Sträuchern stellenweise kein Mangel; von Kiachta bis Kalgan findet man den auf Sandhügeln gedeihenden Goldregen und in dem südlichen Teile des Landes auch den Charmyk, die Nitraria Schoberi. Die Gobi ist eine Steppe,

welche sich, ihrem Charakter nach, nur an gewissen Stellen der Wüste nähert, aber nicht die Unfruchtbarkeit und Wasserlosigkeit der Wüsten Afrikas, Arabiens, des Tarimbeckens und des Ala-schan erreicht.

Norddeutschland und Schweden vor der Eiszeit. Es ist als feststehende Thatsache zu erachten, dass Skandinavien und Norddeutschland voreinst von einer ungeheuern Eisdecke überlagert waren. Die diluvialen Sande Norddeutschlands und Schwedens sind aus den Grundmoränen dieses ungeheuern Gletschers ausgewaschen und redende Zeugen seines einstigen Daseins. Keilhack hat nun bemerkt, dass die skandinavischen glazialen Sande in ihrer petrographischen Zusammensetzung sehr wesentlich von den norddeutschen verschieden sind. Erstere bestehen hauptsächlich aus Feldspat, letztere aus Quarz. Wenn man ein Bild von Flüssigkeiten anwenden darf, so könnte man sagen, die schwedischen Sande erscheinen bei uns gewissermassen stark verdünnt, wobei als Verdünnungsmittel der Quarz zu betrachten ist, und zwar hauptsächlich feineres Quarzmaterial. Die Aufnahme dieses Quarzsandes in das vom Inlandseise südwärts geführte Material kann aber, wie Keilhack betont, in Skandinavien selbst nicht erfolgt sein, da die Stellen, denen die untersuchten Sande entstammen, in der Nähe der baltischen Küste sich befinden. Da nun anderseits die norddeutschen Diluvialsande bereits im Küstengebiete der Ostsee ihre ausserordentliche Anreicherung mit Quarzsand zeigen, so kommt Keilhack zu dem berechtigten Schlusse, dass das nordische Inlandseis auf seinem Wege von Skandinavien nach Deutschland, also im Gebiete der Ostsee, gewaltige Ablagerungen von Quarzsanden angetroffen, zerstört und in seine Grundmoränen aufgenommen haben muss. Als Lieferant dieser Quarzsandmengen ist nur die jüngere miozäne Braunkohlenformation ernstlich ins Auge zu fassen. Sie lagert von Mecklenburg an durch Pommern hindurch bis nach Ostpreussen in weiten Gebieten unmittelbar unter dem Diluvium und ist vorwiegend aus mittel- und feinkörnigen Quarzsanden zusammengesetzt, wozu sich lokale Thon- und Braunkohlenlager gesellen. Unter diesen Verhältnissen aber, schliesst Keilhack, müssen wir notgedrungen annehmen, dass vor der Gletscherzeit das heute von der Ostsee eingenommene Gebiet (mit Ausnahme der sog. Beltsee, des Teiles westlich von Rügen) von ausgedehnten und mächtigen, vorwiegend aus Quarzsanden bestehenden Ablagerungen erfüllt war, die höchstwahrscheinlich beim Herannahen des ältesten, von Norden kommenden Eises Land darstellten. In präglazialer Zeit war also der östliche Teil der Ostsee nicht vorhanden, und Norddeutschland hing mit Schweden zusammen. Einen solchen Zusammenhang, sagt Keilhack weiter, fordert auch die gar nicht von der Hand zu weisende Herkunft des Materiales aller unserer norddeutschen Tertiärablagerungen von der skandinavischen Halbinsel. Der genannte Forscher nimmt an, dass zur jüngern Tertiär-

zeit das Gebiet des nordöstlichen Deutschlands einschliesslich der Ostsee ein von Nord nach Süd geneigtes Flachland darstellte, in welchem die in Schweden entspringenden Flüsse ihren Lauf (südwärts) nahmen und dabei das Material herbeiführten und ablagerten, das wir heute als (miozäne) Braunkohlenformation bezeichnen. Die Abdachung des Bodens war also damals gerade die entgegengesetzte von der heutigen, die erst allmählich und ziemlich gleichzeitig mit der Entstehung der Ostsee eingetreten sein kann. Daraus folgt weiter, dass die Oder und Weichsel Ströme von sehr jugendlichem Alter sein müssen, und in der That haben sie sich erst ziemlich spät abgezweigt aus dem gewaltigen Stromsysteme, welches in der Gegend der heutigen Elbmündung sein Wasser ins Meer führte.

3. Boden- und Erdtemperatur.

Die Bodentemperatur zu Wien auf Grund der an der dortigen meteorologischen Zentralanstalt von 1878—1894 angestellten Beobachtungen ist von Dr. A. Tilp untersucht worden[1]). Neben den siebzehn Jahrgängen von Beobachtungen der Bodentemperatur standen elf Jahrgänge (1883—1894) Beobachtungen der Oberflächentemperatur zur Verfügung Die folgende Tabelle zeigt den jährlichen Temperaturgang in den fünf Tiefen, in welchen Thermometer eingesenkt waren.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Lufttemperatur	−2.3	−0.3	4.1	9.6	14.5	17.3	19.5	18.7	15.1	9.6	3.5	−0.6	9.1
Temperatur der Oberfläche .	−1.8	0.0	4.2	12.4	18.3	20.9	23.7	22.4	17.7	10.0	3.8	−0.1	11.0
A (0.37 *m*) . .	0.4	0.6	2.8	8 9	14.1	17.7	20.0	19.6	16.8	11.4	5.9	2.4	10.0
B (0.58 *m*) . .	1.2	1.1	3.0	8.5	13.4	17.0	19.6	19.5	17.5	12.3	6.9	3.3	10.3
C (0.87 *m*) . .	2.3	1.9	3.2	7.9	12.5	16.1	18.5	18.8	17.2	12.9	8.1	4.5	10.3
D (1.31 *m*) . .	4.5	3.5	3.9	7.0	11.0	14.5	16.6	18.1	17.0	13.9	9.9	6.6	10.5
E (1.82 *m*) . .	6.4	5.1	4.7	6.7	9.5	12.5	14.5	15.8	16.5	14 2	11.4	8 5	10.5

Der Verf. giebt noch Tabellen der mittlern monatlichen Maxima und Minima der Bodentemperatur und macht schliesslich einen Versuch, aus den Amplituden die Wärmeleitungskonstante des Löss zu bestimmen.

Die Temperaturverhältnisse verschiedener Bodenarten hat Prof. Wollny untersucht[2]) und kommt zu folgenden Ergebnissen: 1. Von den drei Bodenkonstituenten, Humus, Ton und Quarzsand, besitzt letzterer das stärkste Erwärmungs- und Abkühlungsvermögen, dann folgt der Thon, während der Humus die Wärme am langsamsten aufnimmt und abgiebt. 2. Infolge dieser Eigentümlichkeiten,

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1896. p. 455.
[2]) Forschungen auf dem Gebiete der Agrikultur-Physik. 20. p. 305.

welche besonders durch Verschiedenheiten in der Wärmekapazität und in dem Wärmeleitungsvermögen der Böden bedingt sind, weist der Quarzsand die grössten Temperaturschwankungen auf, demnächst der Thon und die geringsten der Humus. 3. Das ad 1 geschilderte Verhalten der Böden der Wärme gegenüber macht sich in dem Mittel der Bodentemperatur für längere Zeiträume in verhältnismässig geringerem Grade bemerkbar, weil die Temperaturextreme sich in den betreffenden Werten mehr oder weniger ausgleichen. 4. Die Prävalenz der einen oder andern Bodenart hinsichtlich einer stärkern Erwärmung bis in grössere Tiefen ist vornehmlich von dem Gange der Witterung abhängig. Bei steigender und höherer Temperatur ist der Quarzsand am wärmsten, dann folgt, abgesehen von Nebenumständen, der Thon, zuletzt der Humus. Bei sinkender und niederer Temperatur rangieren die Böden in umgekehrter Reihenfolge. 5. Diese Eigentümlichkeiten treten im normalen Gange der Temperatur in der Weise in die Erscheinung, dass während des Sommerhalbjahres (Frühling und Sommer) der Quarzsand durchschnittlich die höchste, der Humus die niedrigste und der Thon eine vergleichsweise mittlere Temperatur zeigt, während im Winterhalbjahre (Herbst und Winter) die drei in Rede stehenden Bodenarten sich umgekehrt verhalten. 6. Unter anormalen Witterungsverhältnissen, d. h. bei öfteren und lang andauernden Kälteperioden im Sommer, oder häufigern oder ausgedehntern Wärmeperioden im Winter gestaltet sich die Reihenfolge der Böden umgekehrt, wie ad 5 angegeben. 7. Eine Abweichung in den vorstehend näher präzisierten Wärmeverhältnissen der Böden wird durch die Niederschläge insofern bewirkt, als bei nasser und besonders bei gleichzeitig kühler Witterung der Thon im Mittel die kälteste Bodenart ist. 8. In Gemischen von Thon, Quarzsand und Humus gestalten sich im allgemeinen die Temperaturverhältnisse entsprechend den Eigentümlichkeiten der einzelnen Bestandteile, doch sind die bezüglichen Unterschiede in den Gemengen von Thon und Sand, resp. von Humus und Sand, im Mittel grösser, als in jenen von Humus und Thon. Angesichts dieser Gesetzmässigkeiten muss die übliche Bezeichnung der einen oder der andern Bodenart als eine »warme« oder »kalte« als unstatthaft erscheinen. Je nach dem durchschnittlichen oder zeitlichen Gange der meteorologischen Elemente (Klima oder Witterung) unterliegen diese Attribute einem Wechsel, welcher sich darin äussert, dass bei kalter Witterung und in einem kalten Klima der Quarzsand die niedrigste, der Thon eine mittlere und der Humus die höchste Temperatur zeigt, während bei warmer Witterung und in einem warmen Klima die Wärmeverhältnisse der drei Bodenarten sich umgekehrt gestalten und in niederschlagsreichen Gegenden, sowie bei feuchter Witterung der Thon in der Regel die kälteste Bodenart ist, aber hauptsächlich nur dann, wenn die äussere Temperatur gleichzeitig eine niedrige ist. Im übrigen lässt sich aus den mitgeteilten Daten die Bedeutung der verschiedenen Bodenkonstituenten für die

Vegetation ermessen, soweit hierbei die Wärme eine Rolle spielt. Besonders ist in dieser Richtung zu konstatieren, dass der Humus die Ungleichheiten in der Temperatur der Mineralböden bei dem Wechsel der äussern massgebenden Faktoren innerhalb gewisser Grenzen ausgleicht und die grellen Schwankungen in der Bodenwärme beträchtlich vermindert. In praktischer Hinsicht ist weiter die Thatsache bemerkenswert, dass der Quarz einen günstigen Einfluss auf die Wärmeverhältnisse des Thones ausübt, überall dort, wo derselbe infolge gewisser klimatischer Witterungsverhältnisse eine niedrige Temperatur besitzt. Es besteht nach alledem die Möglichkeit, durch Mischung mit andern Erdarten, resp. durch Massnahmen, welche eine Ansammlung von Humusstoffen herbeiführen, die Wärmeverhältnisse eines Kulturlandes in einer für das Pflanzenwachstum möglichst vorteilhaften Weise abzuändern [1]).

Die aussergewöhnliche Wärmezunahme im Bohrloche von Neuffen hat W. Branco mit derjenigen in andern Bohrlöchern verglichen [2]). Sie beträgt in Neuffen 1° C. auf je 11.3 *m*; anderseits findet sich bei Monte Massi in Toskana eine geothermische Tiefenstufe von 13.5 *m*, bei Pechelbronn von 13.9 *m*, bei Oberkutzenhausen ebenfalls von 13.9 *m*, bei Oberstätten sogar von 7.8 *m*, diese letzten drei Punkte befinden sich im Petroleumgebiete nördlich von Strassburg i. E. Bei Macholles, in ehemals vulkanischem Gebiete der Limagne, fand man eine geothermische Tiefenstufe von 14.4 *m*. Sehr auffallend ist in den elsässischen Bohrlöchern das sehr starke Springen der Temperaturzunahme, zufolge welcher bei einem und demselben Bohrloche in den verschiedenen Teufen die Tiefenstufe bald gross bald klein ist. Das Gegenteil der soeben erwähnten, abnorm geringen Tiefenstufen zeigt sich in Nordamerika am Oberen See in der Calumet and Hecla Mine, wo der riesige Betrag von 69.6 *m* für dieselbe beobachtet wurde. Das könnte durch die abkühlende Wirkung des Wassers zu erklären sein, welches wie ein gewaltiger kalter Umschlag auf die Ufer der in den See hineinragenden Halbinsel wirkt.

Prof. A. Schmidt macht darauf aufmerksam, dass man bei Berechnung der geothermischen Tiefenstufen nicht, wie bisher geschieht, von der Zone der unveränderlichen Temperatur im Erdinnern, sondern von der Erdoberfläche ausgehen muss. Es dringt nämlicht nicht nur die Sonnenwärme von oben in die Tiefe hinab und erzeugt in 20 bis 25 *m* Teufe die Durchschnittstemperatur des betreffenden Ortes an der Erdoberfläche, sondern es steigt auch aus der Tiefe die der Erde eigene Wärme herauf, nicht nur bis in die 20 bis 25 *m* Teufe, sondern bis an die Erdoberfläche. Dieser Eigenwärme der Erde ist ja die Wärmezunahme nach dem Erdinnern hin, also der

[1]) Meteorologische Zeitschrift. Mai 1897. p. 193.

[2]) Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg 1897. p. 28.

Betrag der geothermischen Tiefenstufe zu verdanken. Es muss daher in der Zone der unveränderlichen Temperatur eine Wärme herrschen gleich dem Jahresmittel plus einer Wärmemenge, welche in jedem Bohrloche abhängig ist von der geothermischen Tiefenstufe. Wenn also an einem Orte beispielsweise ein Jahresmittel von 8° C. herrscht, während die Tiefenstufe 30 *m* beträgt, und die Zone der unveränderlichen Temperatur in 20 *m* Tiefe liegt, so muss — bei Absehen von allen andern Fehlerquellen — in dieser Zone eine Temperatur herrschen nicht nur von 8°, sondern von $8 + \frac{2}{3}$° C. Es ist daher fehlerhaft, bei der Bestimmung der Wärmezunahme nach dem Erdinnern auszugehen von der Zone der unveränderlichen Temperatur und dem Jahresmittel.

Die Bedeutung der innern Erdwärme für die Mitteltemperatur der Erdoberfläche erörterte Dr. W. Trabert[1]). Wenn wir die Erde als eine erkaltende Kugel auffassen, so hat dieselbe auch heute noch eine höhere Temperatur, als die schliessliche Endtemperatur ist, bei welcher die Wärmezufuhr durch die Sonne und der Verlust durch die Ausstrahlung sich das Gleichgewicht halten. Infolge dieses Temperaturüberschusses u über die Endtemperatur wird deshalb auch ein diesem Temperaturüberschuss proportionaler Wärmeverlust Cu durch Strahlung stattfinden, welcher nicht durch die Sonneneinstrahlung kompensiert wird, und diese von der Erdoberfläche abgegebene Wärmemenge wird durch den Wärmestrom w aus dem Erdinnern gedeckt. Es ist $Cu = w$. Die Grösse w ist uns bekannt. Wir kennen die Temperaturzunahme gegen das Erdinnere, wir kennen das Wärmeleitungsvermögen des Erdbodens, können also auch das Produkt dieser beiden Grössen, den Betrag von w angeben. Prestwich hat bei seiner kritischen Untersuchung aller Messungen der geothermischen Tiefenstufe (aus 530 Stationen) als wahrscheinlichsten Mittelwert 25 *m* abgeleitet, und Hergesell hat daraus[2]) den Wärmeverlust w zu 0.00014 pro *qcm* und min. ermittelt.

Die Grösse u, also jener Temperaturüberschuss, welcher allein auf Rechnung der innern Erdwärme zu setzen ist, hängt aber nicht bloss von w, sondern auch von dem Betrage des Faktors C ab, welcher angiebt, wie viel bei einem Temperaturüberschuss von 1° C. des Erdbodens durch Ausstrahlung in den Weltraum zu dringen vermag. Es hängt diese Grösse einerseits von der Emissionsfähigkeit des Erdbodens ab, anderseits von der Beschaffenheit der Atmosphäre.

Da man vielfach der allerdings übertriebenen Ansicht ist, dass kein Strahl vom Erdboden in den Weltraum zu dringen vermag, so wäre es recht wohl denkbar, dass C sehr klein wäre, wodurch der Betrag von u beträchtlich vergrössert werden könnte. Von

---

[1]) Meteorologische Zeitschr. 1897, p. 151.
[2]) Wagner's Geographisches Jahrbuch. 11. 1887. p. 219.

Vornherein ist es somit nicht klar, dass die Grösse u sehr klein ist. Es soll deshalb der Versuch gemacht werden, den Betrag von u zu bestimmen.

Maurer hat bei seinen Messungen der Ausstrahlung in Zürich gefunden [1]), dass bei einer Lufttemperatur von 15° C. eine berusste Fläche vom 1 *qcm* in der Minute eine Wärmemenge von 0.130 Kalorien verliert. Da nach den Bestimmungen Stefan's der Wärmeverlust einer berussten Fläche bei Abwesenheit jeder Gegenstrahlung bei 15° C. 0.497 Kalorien beträgt, so kann man sagen, der Effekt des Atmosphärenschutzes bei klarem Himmel ist ein solcher, dass ein geschwärzter Körper nur 26% seiner Strahlung verliert.

Diese Zahl steht übrigens in nicht schlechter Übereinstimmung mit dem von Sv. Arrhenius aus Langley's Messungen der Mondstrahlung ermittelten Werte [2]). Arrhenius hat für einen verschiedenen Kohlensäure- und Wasserdampfgehalt der Atmosphäre die Durchlässigkeit derselben für die Strahlung eines Körpers von 15° C. berechnet. Nimmt man den normalen Kohlensäuregehalt an, so ergiebt sich für den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre an den Tagen, an welchen Maurer in Zürich beobachtete, aus der Arrheniusschen Tabelle eine Durchlässigkeit von rund 30%. Man wird aber wohl dem direkt von Maurer bestimmten Werte den Vorzug geben. Wir haben dann nur noch zu berücksichtigen, dass die Ausstrahlung durch die Bewölkung im Mittel etwa auf die Hälfte reduziert wird.

Da nun bei einem Temperaturüberschuss von 1° C. ein geschwärzter Körper (ohne Gegenstrahlung) 0.0069 Kalorien pro *qcm* und min. verliert, so wäre für einen berussten Körper unsere Grösse $C = 0.5 \times 0.26 \times 0.0069 = 0.0009$ Kalorien. Da sich nach den Versuchen von Ahr [3]) alle Bodenarten, wenn sie etwas befeuchtet sind, in bezug auf ihre Emissionsfähigkeiten wie Russ verhalten, und da das Gleiche vom Wasser gilt, wird man diesen Wert von C auch für die Erdoberfläche acceptieren können.

Wir haben somit:

$$0.0009\,u = 0.00014$$

also

$$u = 0.16^{\circ}\ C.$$

Wir können daher sagen, dass von der Mitteltemperatur unserer Erde 0.1 bis 0.2° C. auf Kosten der innern Erdwärme zu setzen sind.

4. Erdmagnetismus.

Die magnetischen Elemente zu Potsdam für das Jahr 1896 sind von Prof. Eschenhagen, gleichwie im Jahre vorher, aus den photographischen Registrierungen unter Benutzung sämtlicher stünd-

---

[1]) Berliner Sitzungsber. 1887. 46. p. 925.

[2]) Philos. Magazine 5. 41. 1896. p. 237 und Referat darüber Meteorol. Zeitschrift 1896. p. 258.

[3]) Forschungen auf dem Gebiete der Agrikulturphysik. 17. p. 397 und Ref. Meteorol. Zeitschrift 1896. p. 153.

lichen Werte des Jahres abgeleitet worden[1]). Nach Reduktion derselben auf absolutes Mass ergab sich:

	Werte für 1896	Änderungen gegen 1895
Deklination	10° 14. 3′ West	— 5.6′
Horizontalintensität . .	0. 18747 C. G. S.	+ 0.00027
Vertikalintensität . . .	0. 43404 C. G. S.	+ 0.00012
Inklination	66° 38. 4′	— 1.4′
Totalintensität	0. 47279 C. G. S.	+ 0.00021

Grössere magnetische Störungen fanden an folgenden Tagen statt: 4., 17. und 31. Januar, 4., 28. und 29. Februar, 4., 26. und 28. März, 2., 3. und 17. Mai, 18. und 20. September, 11. und 12. Oktober, 7. November, 3. und 4. Dezember. Die Zahl der Stunden, welche sich durch grössere oder geringere magnetische Störungen auszeichneten, betrug für Deklination 559, für Horizontalintensität 1043, für Vertikalintensität 360, die über den Tag in der Weise verteilt sind, dass die grösste Zahl auf die Abendstunden von 5—8 fällt.

Der absolute Wert der magnetischen Elemente am ersten Januar 1897 für die magnetischen Observatorien in Parc Saint-Maur, zu Perpignan und Nizza wird von Th. Moureaux wie folgt angegeben[2]).

	Parc Saint-Maur.		Perpignan.		Nizza	
	absol. Wert am 1. Jan. 1897	Var. séc. 1896	absol. Wert am 1. Jan. 1897	Var. séc. 1896	absol. Wert am 1. Jan. 1897	Var. séc. 1896
Deklination .	15° 1,5′	—5,3	13.° 53,3′	—4,0	12.° 15,4′	—4,8
Inklination .	65 0,8	—1,6	60 5,2	—1,7	60. 16,5	—2,8
Comp. horiz.	0,19693	+0,00017	0,22416	+0,00034	0,22304	+0,00036
Comp. vert. .	0,42256	—0,00016	0,38962	+0,00016	0,39064	+0,00011
Totale Kraft	0,46619	—0,00008	0,44950	+0,00030	0,44982	+0,00008

Die Verteilung der erdmagnetischen Kraft in Österreich-Ungarn zur Epoche 1890.0 nach den in den Jahren 1889 bis 1894 ausgeführten Messungen, von Prof. J. Liznar. II. Teil. In diesem zweiten, abschliessenden Teile werden die während der oben bezeichneten Zeit an 210 Stationen für die Epoche 1890.0 ermittelten Werte der erdmagnetischen Elemente sowohl zur ziffermässigen als auch zur graphischen Darstellung der erdmagnetischen Verhältnisse verwendet. Um die Resultate der ersten, von Kreil durchgeführten Aufnahme mit jener der neuen vergleichen zu können, wurden die Daten Kreil's genau in derselben Weise verarbeitet.

Zur Darstellung der normalen Verteilung der einzelnen erdmagnetischen Elemente wurden dieselben als Funktionen des Längen-

---

[1]) Annalen der Physik N. F. 1897. p. 411.
[2]) Compt. rend. 123. p. 77.

und Breitenunterschiedes gegen Wien ausgedrückt. Bezeichnet e_s, e_w den normalen Wert eines der erdmagnetischen Elemente an einer beliebigen Station, bezw. in Wien, $\Delta\varphi$, $\Delta\lambda$ den Breiten-, resp. Längenunterschied dieser Station gegen Wien, so lässt sich e_s darstellen durch die Formel:

$$e_s = e_w + a\Delta\varphi + b\Delta\lambda + c\Delta\varphi^2 + d\Delta\varphi\Delta\lambda + e\Delta\lambda^2 \quad . \quad 1)$$

Da man die normalen Werte, d. h. jene, die man beobachten würde, wenn keine Lokalstörung vorhanden wäre, nicht kennt, müssen an ihrer Stelle die wirklich beobachteten E_s, E_w gesetzt werden wobei

$$e_s = E_s + \Delta E_s \quad . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \quad 2)$$

ist, so dass in die obige Formel statt e_w einzusetzen ist $E_w + \Delta E_w$. In dieser Formel sind dann sechs Unbekannte ΔE_w, a, b, c, d, e zu bestimmen. Setzt man für e_s den für jede Station entsprechenden Wert E_s und die zugehörigen $\Delta\varphi$, $\Delta\lambda$ in Formel 1) ein, so erhält man eine Reihe von Gleichungen, aus welchen die sechs Unbekannten nach der Methode der kleinsten Quadrate ermittelt werden können. In dieser Weise wurden die Formeln, welche zur Berechnung des normalen Wertes der Deklination, Inklination und Horizontalintensität dienen, sowohl für die Epoche 1890, als auch für jene 1850 abgeleitet. Nach denselben ist man im stande, für einen beliebigen Punkt Österreich-Ungarns, dessen Breiten- und Längenunterschied $\Delta\varphi$, $\Delta\lambda$ gegen Wien bekannt ist, die normalen Werte der genannten Elemente für die Epoche 1890 und 1850 zu berechnen.

Behufs Darstellung der isomagnetischen Linien wurden die normalen Werte für die Durchschnittspunkte der Längen- und Breitenkreise von halb zu halb Grad berechnet und in Tabellen eingetragen, aus welchen dann durch Interpolation die geographischen Koordinaten einzelner Punkte einer bestimmten isomagnetischen Linie ermittelt wurden. Nach Eintragung der Koordinatenwerte in eine Karte erhielt man die betreffenden Kurven.

Berechnet man für die einzelnen Stationen die Normalwerte e_s, so ist nach Gleichung 2)

$$E_s - e_s = -\Delta E_s$$

auch die Grösse der Störung ΔE_s, welche das betreffende erdmagnetische Element infolge einer störenden Kraft erleidet, leicht zu berechnen. Die so erhaltenen Störungen wurden bei jeder Station auf der Karte der isomagnetischen Linien eingetragen, und zwar die positiven Werte mit fetten, die negativen mit kleinern Ziffern, denen noch ein Minuszeichen vorgesetzt worden ist. Auf die Verteilung der Störungen, sowie der störenden Kräfte kann hier nicht eingegangen werden; es soll nur erwähnt werden, dass die störenden Kräfte in Ostgalizien, in Siebenbürgen und an der Küste von Dalmatien am grössten sind, dass aber das Hochgebirge die kleinsten Werte derselben aufweist.

Durch Vergleichung der den Schnittpunkten der Längen- und Breitenkreise für die Epoche 1890 und 1850 zukommenden Normalwerte ergiebt sich die Änderung de reinzelnen Elemente. Es lassen sich auch leicht die Kurven gleicher jährlicher Änderung (»Säkularen«) zeichnen. Dies ist für die Deklination und Inklination geschehen, für die Intensität ist die Konstruktion derselben unmöglich, weil die Intensitätsdaten Kreil's mit systematischen Fehlern behaftet sind und eine unrichtige Verteilung der Intensität ergeben.

Am Schlusse wird eine Formel zur Berechnung der Deklination und Inklination abgeleitet, welche diese Elemente als Funktionen der geographischen Koordinaten ($\varDelta\varphi$, $\varDelta\lambda$) und der Zeit (t) darstellt. Zur Berechnung der bezeichneten Elemente ist es nur notwendig, die der Zeit t entsprechenden Werte von Wien zu kennen, weshalb auch eine Zusammenstellung derselben Aufnahme gefunden hat.

Der Arbeit sind acht Karten beigegeben, wovon die erste die Isogonen, die zweite die Isoklinen für 1890 und 1850 enthält, während die fünf folgenden die der Epoche 1890 entsprechenden Isodynamen der Horizontalintensität, der Nord und Westkomponente, ferner jene der Vertikal- und Totalintensität darstellen; die letzte Karte stellt durch die bei jeder Station beigesetzten Pfeile sowohl die Grösse, als auch die Richtung der störenden Kräfte dar[1]).

Erdmagnetische Messungen auf der Insel Sizilien. Im Jahre 1890 hat Dr. L. Palazzo eine Reihe sehr sorgfältiger Bestimmungen der magnetischen Konstanten auf der Insel Sizilien ausgeführt[2]). Im ganzen wurden dieselben an 14 Punkten bestimmt und sind in einer Tabelle gleichzeitig mit den magnetischen Elementen für Malta und Rom vom Verf. zusammengestellt. Aus dieser Tabelle mögen folgende Werte hier ihre Stelle finden.

Ort	westl. magn. Deklination	nördl. magn. Inklination	horizontale Intensität	vertikale Intensität	Epoche
Palermo . . .	10° 12.6′	53° 58.5′	0.25111	0.34531	1890.5
Trapani . . .	10 30 9	54 1.4	0.25082	0.34552	1890.6
Sciacca . . .	10 10.4	53 27.2	0.25328	0.34171	»
Lampedusa . .	10 18.6	51 6.2	0 26263	0.32552	»
Linosa . . .	9 55.3	52 24.7	0.25970	0.33737	»
Girgenti . . .	10 4.1	53 9.1	0 25465	0.33980	1890.7
Malta	9 41.1	51 18 4	0.26221	0.32737	»
Rom	10 48.2	58 8 9	0.23229	0.37389	1890.5

Über schnelle, periodische Veränderungen des Erdmagnetismus von sehr kleiner Amplitude berichtet Prof. Dr. M. Eschenhagen[3]). Bereits früher[4]) hat er eine Kurve mitgeteilt, welche im

[1]) Anzeiger d. kaiserl. Akademie d. Wiss. in Wien 1897. Nr. 19. p. 200.
[2]) Annali dell' Ufficio Centrale Meteorologico e Geodinamico. 18. Parte I. 1896. Roma 1897.
[3]) Sitzungsber. der Preuss. Akad. d. Wissenschaften 1897. 32. p. 678.
[4]) A. a. O. 1896. 30. Juli.

magnetischen Observatorium zu Potsdam durch selbstthätige photographische Registrierung der erdmagnetischen Horizontalintensität erhalten wurde, und welche sich dadurch auszeichnet, dass in ihr, abgesehen von grössern Veränderungen, eine Reihe kleinerer Wellen von nahezu konstanter Periode auftraten, welche gewissermassen als Elementarwellen des Erdmagnetismus aufgefasst werden konnten.

Es ist inzwischen gelungen, eine ganze Reihe (etwa sechzig) solcher Aufzeichnungen zu erhalten, bei welchen die Empfindlichkeit des Intensitätsvariometers ebenfalls eine sehr hohe war, nämlich das Zwölf- bis Sechzehnfache der sonst üblichen Registrierung.

»Alle gesammelten Ergebnisse beweisen, dass man durch eine solche Feinregistrierung bei gleichzeitiger guter Dämpfung der Magnetnadel und hoher Empfindlichkeit gegenüber den Intensitätsänderungen in der That bis zur letzten Auflösung der kleinsten Schwankungen des Erdmagnetismus, also zu einer Darstellung der »Elementarwellen« kommt, so dass eine weitere Verfeinerung jener Hilfsmittel keinen Erfolg mehr verspricht.

Im allgemeinen pflegen nämlich die Veränderungen des Erdmagnetismus nur allmählich vor sich zu gehen, so dass schon die gewöhnliche Registrierung die Erscheinung hinreichend erkennen lässt, wenn nämlich die Kurven hinreichend scharf sind; dahingegen kommt es gar nicht selten, zur Zeit durchschnittlich für ein Fünftel oder Sechstel aller Tage vor, dass die gewöhnlichen Kurven stellenweise wie verwaschen oder schraffiert erscheinen. Bei näherer Musterung erkennt man, dass alsdann sehr kleine Schwankungen von kurzer Dauer vorhanden sind, die in Potsdam gewöhnlich nur auf einige Stunden am ziemlich empfindlichen Bifilarmagnetometer, sehr viel seltener in Deklination, bei dem Instrument für Vertikalintensität, der Lloyd'schen Wage gar nicht auftraten.«

Bezüglich der Frage nach der örtlichen Verbreitung dieser Elementarwellen liegen erst nur wenige Untersuchungen vor. »Bereits im Jahre 1895 waren auf grund einer Verabredung mit Wilhelmshaven zu bestimmten Stunden genau gleichzeitige magnetische Simultanbeobachtungen von fünf zu fünf Sekunden angestellt worden. Dieselben wurden dann noch von andern Observatorien aufgenommen, und im Jahre 1896 wurden vier solcher Terminstunden unter Beteiligung von 15 Observatorien, welche — wenn auch ungleichmässig — über die Erde verteilt waren, abgehalten, allerdings zunächst in der Absicht, das gleichzeitige Auftreten grösserer magnetischer Störungen, das nach den ältern Beobachtungen des magnetischen Vereines als sehr wahrscheinlich galt, so scharf als möglich zu ermitteln.

Die bisher erzielten Resultate zeigen, dass grössere Störungen von Ort zu Ort nicht unwesentliche Modifikationen erfahren. Hinsichtlich der kleinen, hier in Frage kommenden Wellen lässt sich noch kein allgemeines Ergebnis ableiten, da die zu den Simultanbeobachtungen dienenden Instrumente zu ungleich empfindlich waren.

Es lässt sich aber aus den Beobachtungen des Jahres 1895, insbesondere vom 18. März und 11. Juni, erkennen, dass zu Potsdam und Wilhelmshaven einige Reihen von Elementarwellen innerhalb der Grenze der Beobachtungsfehler (1—2 Sekunden) gleichzeitig aufgetreten sind. In einer damals abgefassten Veröffentlichung[1]) ist erwähnt, dass im Laufe einer Stunde etwa 120 Umkehrpunkte an beiden Orten beobachtet wurden, die Kurvendarstellungen, die auf der Naturforscherversammlung in Lübeck vorgelegt wurden, weisen Wellen von 40—50 Sekunden Dauer auf, die an beiden Orten sicher ausgeprägt sind. Der Mangel an einer Registrierung liess damals noch nicht erkennen, dass man es wirklich mit den kleinsten Veränderungen des Erdmagnetismus zu thun hatte.

Es scheint hiernach, dass diese Elementarwellen innerhalb einer oder weniger Sekunden gleichzeitig auf einem grössern Gebiete auftreten können, doch wird ein endgültiges Urteil erst möglich sein, wenn gleichzeitige Registrierungen von mehrern Orten vorliegen. Erst dann wird man der Frage nach dem Ursprunge der Wellen näher treten können, vorläufig kann man über dieselben nur Vermutungen äussern.

Erinnern wir uns, dass für die grossen Wellen der täglichen Periode, nach den Darlegungen von A. Schuster und v. Bezold, soweit das jetzige Beobachtungsmaterial den Nachweis gestattet, der Ursprung in den allerhöchsten Schichten der Atmosphäre zu suchen ist, so ist es wohl denkbar, dass diese kleinsten Wellen ebenfalls dort ihren Ausgang nehmen, wofern nicht besondere Vorgänge auf der Sonne die erste Ursache bilden. Auf dem Wege durch die Atmosphäre können dieselben durch die Wirkung der Sonnenstrahlung modifiziert werden, in ähnlicher Weise, wie dies bei elektrischen Entladungen der Fall ist. Ferner wird der Leitungswiderstand ein wesentlich anderer für die in der Erdkruste induzierten Ströme, welche wieder unsere Magnetnadeln beeinflussen, wodurch vielleicht die Veränderung der Schwingungszahl des zweiten Wellensystems erklärt wird. Endlich ist es von Wichtigkeit, zu erforschen, ob die Ausbreitung elektrischer Wellen beim Übertritte in verschiedene Medien eine derartige Verlangsamung der Periode mit sich bringen kann, wie wir sie gefunden haben. Schliesslich besteht noch die Möglichkeit, die Entstehung magnetischer Wirkungen, in der Weise, wie es von Röntgen geschehen ist, anzunehmen, nämlich durch verschiedenartige Bewegung der dielektrisch polarisierten Atmosphäre gegenüber der Erdoberfläche und den höchsten leitenden Luftschichten«.

Die Ursache des Gesteinsmagnetismus. Das Auftreten von Magnetismus in manchen Gesteinen ist eine merkwürdige Erscheinung, deren Ursache man in der Wirkung des Blitzes auf das Gestein

[1]) Terrestrial Magnetism. 1. p. 55—61.

vermutet hat. Um diese Vermutung zu prüfen, hat F. Pockels eine Reihe von Versuchen angestellt[1]). Bezüglich des Vorkommens des Gesteinsmagnetismus in der Natur hebt er hervor, dass er in erster Linie auf solche Felsmassen beschränkt ist, die an exponierten Orten frei aus dem Boden hervorragen, während herabgerollte Blöcke und in engen Thälern anstehende Felsmassen nur selten, in Steinbrüchen aufgeschlossene hingegen niemals polaren Magnetismus zeigen. Ferner ist charakteristisch die gänzlich unregelmässige Verteilung der magnetischen Pole, die oft in regellosem Wechsel in sehr geringer Entfernung voneinander angetroffen werden. Die Vermutung, dass dieser Gesteinsmagnetismus durch Blitzschläge verursacht sei, war bisher nur für vereinzelte Fälle ausgesprochen; sie konnte aber einer experimentellen Prüfung unterzogen werden, da sie die Möglichkeit voraussetzt, dass man auch künstlich in Gesteinsstücken permanenten Magnetismus durch hinreichend kräftige elektrische Entladungen erzeugen könne.

Die Versuche wurden in Gemeinschaft mit M. Toepler im Dresdener physikalischen Institut ausgeführt mittels einer Influenzmaschine, welche zwischen den 4—8 *cm* voneinander entfernten Polen Entladungen gab, die man im Maximum auf $^1/_{50}$—$^1/_{25}$ Coulomb schätzen konnte, das ist etwa der tausendste Teil der nach den bisherigen Schätzungen in einem kräftigen Blitze sich entladenden Elektrizitätsmenge. In der Funkenstrecke wurden die zu untersuchenden Gesteinshandstücke derartig aufgestellt, dass die Entladungsfunken längs ihrer Oberfläche nahezu geradlinig oder im Bogen um die Kanten verliefen. Vierzehn verschiedene Handstücke wurden untersucht und jedes vor dem Versuche und ebenso nach demselben durch Vorbeibewegen einer kleinen Bussole auf polaren Magnetismus untersucht.

Die Resultate waren in einer Reihe der Fälle positiv, indem einzelne Gesteine die Bussole nach der Entladung um 10—12^0 (stark) ablenkten; ein Handstück, das vor dem Versuche nur sehr schwachen polaren Magnetismus zeigte, bewirkte nach der künstlichen Magnetisierung Ablenkungen von fast 90^0. Ein Basaltstück zeigte bereits nach Einwirkung eines Entladungsfunkens deutliche Wirkung; die Art der künstlich hervorgerufenen magnetischen Verteilung war gleichfalls, wie in der Natur, sehr unregelmässig. Im allgemeinen nahm die Stärke der künstlichen Magnetisierung mit dem Eisen- und besonders mit dem Magnetitgehalte der Gesteine zu; in welchem Verhältnisse die beobachtete, remanente Magnetisierung zu der temporären der Gesteine steht, bedarf noch besonderer Untersuchung. Von den untersuchten Handstücken entstammten vier, mit meist schwachen Wirkungen, solchen Fundorten, in deren Nähe natürlicher Gesteinsmagnetismus beobachtet wird; im ganzen waren alle Gesteine vertreten, welche die bisher bekannt gewordenen polar-

[1]) Neues Jahrbuch für Mineralogie 1897. 1. p. 66.

magnetischen Felsen umfassen. Pockels zieht daraus den Schluss, dass bei allen Gesteinen, welche in der Natur an exponierten Stellen permanenten Magnetismus zeigen, sich solcher, wenn auch in schwächerem Grade, künstlich durch elektrische Funken hervorrufen lasse. »Dadurch wird es so gut wie gewiss, dass in den Entladungen der atmosphärischen Elektrizität die Ursache des natürlichen Gesteinsmagnetismus zu suchen ist«.

Gleichzeitig hat sich auch G. Folgheraiter mit Untersuchungen über denselben Gegenstand beschäftigt[1]). Auch er kommt zu dem Ergebnisse, dass die magnetischen Pole, die man unregelmässig zerstreut in den Gesteinen, besonders in den vulkanischen, findet, Wirkungen der Blitze sind, die sich in das Gestein entladen haben. Bezüglich des Vorkommens ausgezeichneter Punkte in den Gesteinen muss man drei Formen unterscheiden: 1. Gesteine mit isolierten, ausgezeichneten Punkten, welche die beiden magnetischen Polaritäten an zwei verhältnismässig nahen, kleinen Flächen kondensiert enthalten, von denen man aber in den meisten Fällen nur eine Polarität nachweisen kann; 2. Gesteine mit ausgezeichneten Zonen, in denen die Polaritäten (meist auch nur eine nachweisbar) eine ziemlich ausgedehnte Oberfläche einnehmen; 3. Gesteine mit vielen ausgezeichneten Punkten oder Zonen, die sich in geringem Abstande mit wechselnder Polarität folgen. Wenn aber die ausgezeichneten Punkte durch Blitze hervorgerufen sind, so muss man sie nicht bloss in natürlichen Felsen, sondern auch in künstlichen, den Blitzen in gleicher Weise ausgesetzten Bauten aus Felsmassen antreffen. Eine hierauf gerichtete Untersuchung alter, aus Basaltlava errichteter Bauten in der römischen Campagna hat nun in der That diese Vermutung bestätigt. An sechzehn näher beschriebenen Ruinen alter Bauwerke hat Folgheraiter isolierte ausgezeichnete Punkte und Zonen nachweisen können, von denen letztere sich über mehrere zusammenstossende Mauersteine und über das zwischenliegende Bindemittel (Puzzolan-Cement) gleichmässig erstreckten, während das übrige Gemäuer unmagnetisch war. Dieser Magnetismus kann daher nicht dem ursprünglichen Gesteinsmateriale eigen gewesen, sondern muss der betreffenden Stelle der Mauer erst nach ihrem Aufbaue erteilt worden sein.

Über die magnetische Inklination zur Zeit der Etrusker hat Folgheraiter in den Atti della R. Accademia dei Lincei (Rendiconti) für 1896 Untersuchungen veröffentlicht, die besonders durch die geistreiche Ideenverbindung und die sinnreiche Methode das lebhafteste Interesse erwecken.

Folgheraiter geht aus von der Thatsache, dass gebrannter Thon während des Brennens durch die induzierende Wirkung des Erdmagnetismus selbst magnetisch wird, und er legt sich die Frage vor,

[1]) Frammenti concernenti la Geofisica dei pressi di Roma 1897. Nr. 5.

ob sich durch die Messung des Magnetismus alter Gefässe noch jetzt die Intensität und namentlich die Richtung des Erdmagnetismus bestimmen lasse, der zu der Zeit und an dem Orte herrschte, wo jene Gefässe gebrannt wurden. Er hat für diese Untersuchung verschiedene Gefässe verwendet, welche den etrurischen Gräbern entstammen, über deren Entstehungszeit man ziemlich gut unterrichtet ist.

Eine Untersuchung dieser Gefässe, die Jahrhunderte hindurch unberührt in den Gräbern gestanden haben, ergiebt zunächst, dass der Erdmagnetismus nach der Aufstellung der Gefässe keine Veränderung in dem Magnetismus der letztern mehr hervorgebracht haben kann; denn die Gefässe lassen sehr verschieden orientierten Magnetismus erkennen, während der Erdmagnetismus ihnen gleich gerichteten Magnetismus gegeben haben müsste, falls er nach der Aufstellung noch von Wirkung gewesen wäre.

Damit ist die eine wichtige Vorfrage erledigt: der Magnetismus, welchen die alten Gefässe besitzen, rührt her von dem Erdmagnetismus zur Zeit ihres Brennens und ist später nicht verändert worden.

Nun handelt es sich um die Frage, inwieweit und mit welchem Grade der Genauigkeit sich aus dem in den Gefässen vorhandenen Magnetismus die Inklination des Erdmagnetismus zur Zeit des Brennens bestimmen lasse. Folgheraiter hat zur Beantwortung dieser Frage eine Reihe von Experimenten angestellt: er brannte aus Thon eine Anzahl symmetrischer Formen (Cylinder, Kegel u. s. w.) von verschiedenen Grössen in genau fixierten Stellungen und untersuchte diese Gegenstände in bezug auf ihre magnetische Asche u. s. w., worauf wir hier nicht näher eingehen. Daraus ergab sich, dass man namentlich an grössern Gefässen aus der Verteilung ihres Magnetismus die Richtung ermitteln kann, in welcher der Erdmagnetismus gewirkt hat.

Zwar wissen wir nicht, wie die Gefässe während des Brennens orientiert waren, aber bei einer Reihe von Formen lässt sich mit Sicherheit annehmen, dass sie im Ofen aufrecht gestanden haben. Diese sind für die Untersuchung am geeignetsten. Folgheraiter hat nun eine Reihe von Gefässen untersucht, welche in zwei Museen Italiens aufbewahrt werden, und es hat sich dabei das überraschende Ergebnis herausgestellt, dass am Orte und zur Zeit des Brennens dieser Gefässe eine Inklinationsnadel nicht den Nordpol nach unten gerichtet hat, wie gegenwärtig, sondern den Südpol. Wahrscheinlich war die Inklination im 8. Jahrhunderte vor Christus, der Zeit, der jene Gefässe entstammen, in Mittelitalien ziemlich klein. Aus einer andern Reihe von Messungen an Gefässen (wahrscheinlich aus dem 6. Jahrhunderte vor Christus) scheint zu folgen, dass damals das erdmagnetische Feld fast horizontal gerichtet war.

Folgheraiter bezeichnet seine interessanten Untersuchungen vorläufig nur als einen Versuch, der nun mit grösserer Sorgfalt fort-

gesetzt werden soll; doch hält er schon jetzt den von ihm beschrittenen Weg zur Ermittelung der magnetischen Inklination in alten Zeiten für einen richtigen[1]).

Magnetische Beobachtungen in Asien und Europa 1867 bis 1894 hat Dr. H. Fritsche an 509 Punkten angestellt und die Ergebnisse derselben veröffentlicht[2]). Die einzelnen Orte sind in vier Sektionen getrennt, entsprechend der Lage nach östlicher Länge von Greenwich, und die unmittelbaren Beobachtungen werden unter genauer Zeitangabe mitgeteilt. Dann folgt die Reduktion derselben auf die Normalepoche 1875.0, die mit Hilfe einer Tabelle der säkularen Variationen ausgeführt ist. Eingehend behandelt Verf. die lokale magnetische Anomalie in der Nähe der Insel Joussar-Oe in Finnland, sowie die magnetische Anomalie in der Nähe von Moskau und giebt von der Umgebung beider Lokalitäten Karten der magnetischen Anomalie.

5. Vulkanismus.

Ein eigentümlicher vulkanischer Ausbruch wurde aus Santos (Provinz São Paulo, Brasilien) gemeldet: »Am 28. Dezember 1896, abends 10^h, fand in der Villa Macaco, ungefähr 15^m von Santos entfernt, dicht an der Hafeneinfahrt ein merkwürdiger Ausbruch statt, der vielleicht von weitgehender Bedeutung sein wird. Am Nachmittage bemerkten dort beschäftigte Arbeiter aus dem Boden aufsteigenden Dampf, dessen Ursprung sie sich nicht erklären konnten; abends 10^h öffnete sich plötzlich die Erde in einem Umkreise von 4 *m*, und eine Feuersäule schoss heraus, die in einer Entfernung bis 10 *km* gesehen wurde. Die Bewohner der kleinen dort verstreut liegenden Häuser und Hütten mussten flüchten, weil Gefahr vorhanden war, dass dieselben versanken, da zugleich eine heftige Erderschütterung stattfand. Die Feuersäule, die Steine und Lava auswirft, hat augenblicklich eine Höhe von 20—30 *m*, einen Durchmesser von 5 *m* und verbreitet eine ungeheure Hitze. Die stattfindenden Untersuchungen werden ergeben, welcher Natur dieser Auswurf ist. Der Krater nimmt von Stunde zu Stunde an Ausdehnung zu.«

Der Ausbruch des Vulkans Tolo auf Halmahara, dessen Leopold von Buch 1825 in seinem Werke über die Kanarischen Inseln gedenkt, ist nach A. Wichmann[3]) auf den Ausbruch eines andern Vulkans zurückzuführen, da, wie schon A. Bernstein 1861 behauptete, ein Vulkan Tolo gar nicht existiert. Wichmann kommt

[1]) Naturwissenschaftliche Wochenschrift 1897. S. 254.

[2]) Observ. magnétiques Faites en Asie et en Europe pendant la période de 1867—1894 par Dr. H. Fritsche. St. Petersbourg 1897.

[3]) Zeitschrift d. Deutschen Geolog. Ges. 1897. 49. 1. Heft. p. 152.

zu dem Ergebnisse, dass es sich um den Duko-ma-Tala handle, und dass dieser im November oder Dezember 1550 einen von einem Erdbeben begleiteten Ausbruch gehabt habe.

Der Vulkan Merapi auf Java wurde von Dr. Hans Langen unlängst bestiegen[1]). Der Aufstieg war unternommen, um zu untersuchen, ob es möglich sei, den Bach, der das saure Wasser aus dem Kratersee des Merapi herunterführt, abzulenken. Der Weg führte von Assem Bagoes durch waldige Gegend über Sombre Waroe, dann über Tuff, Steppe und einen Basaltrücken bis Bangoewangi. Bei Litjen beginnt der Urwald, der das Idjen Plateau bedeckt. Umsäumt wird dieses von dem Koeckoenan, dem Krater des Idjen, dem Merapi, dem Pendie und Raon, dem höchsten Gipfel mit einer Erhebung von 3300 *m*, der zugleich den grössten Krater der Erde hat, mit einem obern Durchmesser von 2 *km* und einer ungefähren Tiefe von 700 *m*. Der grosse Bogen des Gendeng-Rückens verbindet letztern wieder mit dem Koeckoenan. Der Gendeng-Rücken wird durch eine Schlucht von 700 *m* Tiefe gespalten, die der Kali poeti, der weisse Fluss, durchbricht, um sich unterhalb Assem Bajoes ins Meer zu ergiessen. Das Idjen Plateau fällt gegen den Gendeng hin steil ab, während es an der andern Seite sich sanfter in die Ebene verliert. Wahrscheinlich bildete das Ganze früher einen einzigen Vulkan, der nach seiner Selbstzerstörung die genannten Krater als Zeichen seiner einstigen Grösse bestehen liess. Der Kraterrand ist mit einem dichten Casuarinengestrüpp umsäumt. Plötzlich hört dieses auf, und kaum hundert Schritt davon fällt die Kraterwand 250 *m* tief zu dem milchweissen Kratersee ab, dessen Durchmesser etwa 500 *m* beträgt. Hellgrüne ringförmige und wolkenartige Zeichnungen deuten auf Wirbelbewegungen hin, wodurch die weissen Schlammmassen bis nahe an den Rand gebracht werden. Vor dem letzten Ausbruche 1807 war der ganze Kraterrand mit üppigem Urwalde bedeckt. Die während 33 Tagen aufgeworfene Asche vernichtete bis 700 *m* nach unten alle Vegetation, während der noch weiter nach unten gehende Schlamm die Reisfelder auf zwei Jahre unbebaubar machte. 1844 aber waren die Casuarinen wieder bis auf 50 *m* Höhe angewachsen.

Ausbruch des Vulkans Mayon auf Luzon[2]). Dieser Vulkan liegt in der Provinz Albay auf der Insel Luzon und hat mehrere Spitzen mit vulkanischen Öffnungen, die höchste Spitze erhebt sich 2300 *m* über dem Meeresspiegel. Die Ausbrüche des Mayon traten besonders im vorigen Jahrhunderte sehr häufig auf, während sie in diesem Jahrhunderte nur noch schwach und selten beobachtet wurden. Daher waren in dem äusserst fruchtbaren Umkreise des Gebirges zahlreiche Ansiedelungen mit reichen Pflanzungen entstanden, die

[1]) Jahresbericht der Ges. f. Erdkunde zu Köln 1896—1897. p. 16.
[2]) Umlauft, Deutsche Rundschau. 19. p. 575.

aber jetzt fast völlig zerstört wurden. Der Ausbruch begann am 26. Juni 1897, während ein furchtbarer Sturm jenen Teil der Insel durchtobte. Zuerst ergossen sich ungeheure Massen von trockener Asche über die Abhänge, und der Sturm trieb diese viele Meilen weit über das Land, alle Pflanzungen überschüttend. In der Nacht folgte ein verheerender Wolkenbruch, der vier Orte unter Wasser setzte; doch hatten sich die Einwohner bereits auf höher liegende Gebiete geflüchtet. Die Felder, alles Vieh und fast sämtliche Häuser aber waren ein Raub der entfesselten Elemente geworden. Am 27. Juni liess der Sturm und der Ausbruch des Vulkans etwas nach; jedoch am Morgen des 28. ergoss sich ein gewaltiger Lavastrom aus dem Hauptkrater und vernichtete die Stadt Laboy vollständig. Mehr als ein Drittel der Bewohner, gegen 600 Menschen, wurden von den Glutmassen erreicht und getötet. Die Ausbrüche setzten sich dann noch während der folgenden Tage fort, und der Verlust an Menschen und Besitztum wird als ungeheuer bezeichnet.

Der Vulkan Aso-san auf Kiu-shiu (Japan) ist 1897 von Dr. Paul Grosser untersucht worden[1]). Dieser Vulkan ist einer der merkwürdigsten der ganzen Erde und in seinen Eigentümlichkeiten bisher noch so gut wie unbekannt. Von europäischen Geologen hat ihn vorher nur Milne flüchtig besucht. Der Vulkan gehört zum Kilauea-Typus, und er bildet gegenwärtig den einzigen rauchenden Kegel der mitten durch Kiu-shiu sich hinziehenden Vulkanreihe. Nach Dr. Grosser hat der Aso-san nicht nur den wahrscheinlich grössten Krater der Erde aufzuweisen, sondern er ist auch in seinem Baue einer der interessantesten Vulkane, welche existieren. Von Kumamato aus hat Dr. Grosser den Aso-san bestiegen, indem er dem Thale des Shirakawa folgte, welches anfangs breit ist, später sehr schmal wurde, während die Thallehnen rechts und links hohe, steile Wände bilden. Diese hohen Berglehnen, welche aus mächtigen Lavadecken bestehen, senken sich flussabwärts im Sinne der Bachrichtung, dagegen sind sie nur wenig aufwärts ganz plötzlich wie mit einem Messer abgeschnitten. Hier öffnet sich mit einem Male ein riesiger Kessel, in dessen Mitte sich Bergkegel erheben, hinter welchen aufsteigender Rauch Vulkanthätigkeit ankündigt. »Das im höchsten Grade verblüffende Panorama, der unübersehbare Kessel mit seinen steilen, nur durch das Thal des Shirakawa unterbrochenen Rändern und den zentralen Kegelbergen wird bei geologischer Betrachtung mit einem Schlage anschaulich. Der weite Kessel ist nichts anderes, als ein ungeheurer Krater, der von Westen nach Osten 14 *km*, von Süden nach Norden 20 *km* oder, wenn man eine besondere Ausbuchtung im Norden mitrechnet, sogar 23 *km* misst. Ungefähr durch die Mitte dieses Kraters zieht sich von Westen nach Osten eine Reihe von jüngern Vulkankegeln, von denen einer, fast zentral

[1]) Gaea 1897. p. 715.

gelegen, noch jetzt stark thätig ist. Diese Vulkanreihe, die also den Urkrater in eine (grössere) nördliche und eine südliche Hälfte teilt, hat den Gesamtnamen Aso-san. Genau in der Fortsetzung ihrer Anordnung ist im Westenals einzige Unterbrechung des Urkraterrandes der Barranco (bei Tateno), durch den der Shirakawa fliesst.

»Als wir oberhalb von Tateno in den grossen Vorkrater eingetreten waren, führte unser Weg zunächst zwischen dem westlichen Walle desselben und dem einen Quellflusse des Shirakawa entlang. Dieser bildet hier einen prächtigen Wasserfall und stürzt in einen cylinderförmigen Kessel hinab, der typisch für Thäler in Lavabänken ist und nicht seine Entstehung der Erosion, sondern vulkanischen Anlässen verdankt, was man gerade und nur in Japan so schön studieren kann. — Dann überbrückt die Strasse den über (vermutlich verhältnismässig junge) Laven hinwegstolpernden Fluss und zieht sich in östlicher Richtung mitten durch die fruchtbare Ebene nördlich vom Aso-san hin, die reichlich mit Auswurfsmassen bedeckt ist und hier und da von kleinen Eruptionskegeln und von Lavaströmen unterbrochen wird.

Von dem gewaltig weiten Urkraterboden heisst es, dass er 100 Dörfer enthalte, weshalb ich den Urvulkan den 100-Dörfer-Vulkan nennen will. Wenn die Zahl 100 auch übertrieben sein dürfte, so ist es doch bemerkenswert, dass auf der Karte in dem kleinen Massstabe von 1:400000 etwa 40 Ortsnamen in die Ebene eingezeichnet sind, und dass ungefähr 40000 Seelen in derselben wohnen sollen. Ihr nördlicher, rund 500 *m* hoher Teil heisst Aso-tani, ihr südlicher, etwa 50 *m* tieferer Teil Nango-tani. Der sie umgebende Wall des 100 Dörfer-Vulkans überragt sie bis um 500 *m* und hat, im grossen betrachtet, sehr regelmässige Form, wenn er auch im einzelnen unzählige, meist kleine Ein- und Ausbuchtungen aufweist. Vor allem fallen aber die Gleichmässigkeit seiner Höhe und der ganz allmähliche Abfall des Geländes vom Rande nach aussen auf. Der Aufbau des 100 Dörfer-Vulkans aus deckenförmigen Laven in Verbindung mit den andern genannten Eigenschaften lässt ihn als Vulkan des Kilauea-Typus erkennen, meines Wissens das einzige Beispiel dafür in Japan und umso interessanter, weil er nicht aus Basalt, sondern aus Andesit aufgebaut ist.

Im scharfen Gegensatze zu dem Baue des 100 Dörfer-Vulkans stehen die Kegel des Aso-san, welche, wie schon gesagt, den 100-Dörfer-Krater von Osten nach Westen mitten durchschneiden und grösstenteils aus losen Auswurfsmassen bestehen. Die beiden östlichsten, nur noch Ruinen darstellenden, von tiefen Erosionsfurchen eingeschnittenen, kahlen Kegel zeigen dies am unzweideutigsten mit ihren von Gängen durchsetzten, stark geneigten Schichten. Dem Grade der Zerstörung nach ist der am meisten östliche, der den Wall des 100 Dörfer-Vulkans durchbrochen zu haben scheint, der älteste der Reihe. Nicht viel jünger dürfte sein westlicher Nachbar sein. Diese beiden Berge liegen östlich vom thätigen Vulkane, Nakano-take.

Ganz anders als sie, sehen diejenigen westlich vom Nakano-take aus. Sie sind mit Vegetation bedeckte, einförmige Kegel, welche wenig Zerstörung und sogar zum Teil deutliche Kratereinsenkungen zeigen. Der thätige Nakano-take ist von der nördlichen Ebene (Aso-tani) fast gar nicht zu sehen, da sein kleiner Kegel zwischen den andern beinahe ganz verdeckt ist, indessen macht er sich durch starken Rauch sehr bemerkbar. Seiner Besteigung widmeten wir den folgenden Tag. Von Boju stiegen wir zuerst durch reizenden Wald, dann über Grasfluren ungefähr bis zu 1000 *m* Höhe an. Der Wind wehte den stark Schwefelgehalt verratenden Rauch zu uns herüber, so dass wir nicht geraden Weges zum Kraterrande hinauf-, sondern durch mannigfache Schluchten um die Westflanke herumgehen mussten, bis wir den dem Aso geweihten Tempel erreichten, von dem der Kegel ungefähr 130 *m* hoch aufsteigt.

Oben angelangt, befindet man sich überraschenderweise noch nicht am wirklichen Kraterrande, sondern muss, um diesen zu erreichen, erst ungefähr 10 *m* abwärts und 25 *m* weit über eine Fläche gehen — dann erst steht man am Rande des senkrecht abstürzenden Kraters, dessen Umrisse eine ganz unregelmässige Form besitzen, die man am treffendsten mit einer menschlichen Ohrmuschel vergleichen kann. Seine grösste Ausdehnung (Norden bis Süden) kann 500 *m*, seine grösste Breite 250 *m* betragen. Die nördliche Hälfte (der obere Teil des Ohres) ist ziemlich kreisförmig begrenzt und birgt gegenwärtig den Hauptherd. Ungefähr 100 *m* tief fallen hier die Kraterwände, deren Schichtung unverkennbar ist, vollkommen senkrecht zu dem ziemlich ebenen Kraterboden ab, dessen früher der Geschichte nach gewöhnlich von einem See eingenommene Mitte bei unserem Besuche einen Kegel beherbergte. Aus der trichterförmigen, oben ungefähr 10 *m* weiten, unten ganz engen Öffnung desselben wurde mit furchtbarer Gewalt unter beängstigendem Getöse in schräger Richtung dicht geballter Rauch hervorgestossen, der einen grossen Teil des Kraters unsern Augen entzog und mit wirbelndem Spiele sich ins Luftmeer ergoss. Der kleine Kegel, der übrigens eine konzentrische Falte bildete, bestand aus Auswürflingen, die, oft noch glühend, mit dem Rauche herausgeschleudert wurden. — Ausser dieser Hauptthätigkeit im Krater war eine starke, vermutlich solfatarische Dampfausströmung nahe der südwestlichen Grenze der nördlichen Kraterhälfte, wo sich dieser die südliche anfügt. Diese ist viel enger und besteht aus mehrern kleinern, verschieden grossen und tiefen Kraterkesseln mit unbedeutender Solfatarenthätigkeit. Ihre Böden liegen nur 20 bis 50 *m* tiefer als der Kraterrand, und zwischen ihnen verlaufen als Scheiden mannigfache Rücken.«

Über die Ausbrüche des Aso-san bestehen seit elfhundert Jahren Berichte, die wir den Aufzeichnungen der Priester des dem Aso geweihten Tempels verdanken. Prof. Koto von der Universität Tokio hat dieselben in japanischer Sprache zusammengestellt. Folgendes ist die deutsche Übersetzung derselben.

1. 796, im Juli, trocknete der Kratersee »Kami-ike« fast ganz aus, ohne sonstige Anzeichen von Thätigkeit.
2. 825 ereignete sich dieselbe Erscheinung am See, dessen Wasserspiegel um 200′ unter den gewöhnlichen Stand sank.
3. 840 wiederholte sich dieselbe Erscheinung nochmals, aber mit grösserer Heftigkeit.
4. 864, im Oktober, schäumte der See und floss an zwei entgegengesetzten Stellen über.
5. 867, im Mai, leuchtete nachts ein Gipfel des Aso-san und zerbrach zwei Tage später durch ein Erdbeben.
6. 1238, im Dezember, wurde Geräusch unter dem See vernommen.
7. 1265, im Oktober, brannte der Berg Aso.
8. 1269, im Juli, dampfte der See mehr als gewöhnlich.
9. 1270, im November, begann der See nach scheinbarer Ruhe wieder zu dampfen.
10. 1272, im März, wurde die Thätigkeit wieder heftig. Gase und heisses Wasser ergossen sich.
11. 1273 wurde der Himmel durch ausgeworfene Massen wie bei tiefer Nacht verdunkelt.
12. 1274 trocknete der See aus. Die beiden Thäler nördlich und südlich vom See verflachten sich durch die Auswurfsmassen, wurden aber bald wieder ausgehöhlt.
13. 1281, im Juni, fand ein Ausbruch statt.
14. 1286, im August, wälzten sich Aschen aus dem Krater, nachdem der Berg dumpfe Töne von sich gegeben hatte.
15. 1305, im März, brach der Aso-san aus.
16. 1324, im August, warf der Aso-san Aschen, Lapilli u. s. w. aus.
17. 1331, im März, brach der Berg aus, und vom November bis Mai folgenden Jahres warf der Krater fortwährend Asche, Sand u. s. w. aus.
18. 1335, im Januar, wurde rollendes Geräusch gehört, und am nächsten Tage brach der Berg aus.
19. 1341, im Januar, wurden Häuser und Tempel durch Ereignisse, wie sie oben schon erwähnt wurden, beschädigt.
20. 1375, im November, wurde der Berg wieder thätig.
21. 1376, im Januar, schäumte der See.
22. 1377, im März, floss der See durch einen Ausbruch über.
23. 1387, im Mai, öffnete sich ein tiefes Loch, und strömte Dampf aus.
24. 1388, im Mai, geriet der See durch einen Gasausbruch in Aufregung.
25. 1389, im September, wurde oben genannter See umgebildet.
26. 1432. im März, wurde der See durch einen kleinen Ausbruch schlammig.
27 1473. im April, brach der Aso-san einige Tage lang aus; im Oktober wurde die Thätigkeit wieder stärker und dauerte bis zum nächsten Frühjahre.
28. 1484, im Dezember, warf der Berg bis zum letzten Tage dieses Monats Aschen aus, wodurch im Kratersee ein Kegel aus den Auswurfsmassen aufgebaut wurde.
29. 1505, im Januar, ebensolch ein Ausbruch.
30. 1522, im Januar, war ein Ausbruch, und es entstanden zwei Berge im Kratersee.
31. 1533, im Juni, floss schlammiges Wasser aus dem Krater aus.
32. 1562, im Februar, waren Ausbrüche durch Gas-Explosionen, und schwoll das Flusswasser durch heftige Regengüsse an. Die Gase wurden im Regenwasser aufgelöst, infolgedessen die meisten Fische starben.
33. 1584, im Juli, brach der Berg in ähnlicher Art aus, und die Gräser verwelkten durch die Bedeckung mit Aschen.

34. 1587 entstanden im Krater zwei kleine Kegel.
35. 1592 brach der Berg Aso aus.
36. 1598, im Dezember, fielen ungefähr einen Monat lang unausgesetzt Aschen nieder.
37. 1613, im Juni, wurden Asche, Sand, Lapilli u. s. w. ausgeworfen.
38. 1620, im Mai, spritzte heisses Wasser aus dem Krater.
39. 1631, im November, wurde der Berg erschüttert und wurden Lapilli und heisses Wasser ausgeworfen.
40. 1637, im August, war die Thätigkeit wie beim vorigen Male. In den Auswurfsmassen wurde Schwefel bemerkt.
41. 1649 dauerte eine ähnliche Thätigkeit von Juni bis Juli.
42. 1668, im November, brach der Aso-san aus, und flossen grosse Mengen schlammiges, heisses Wasser hinab.
43. 1675, im Januar, warf der Berg nach einem kleinen Erdbeben Aschen aus.
44. 1683, im Mai, wurden donnernde Geräusche gehört und Schlamm ausgeworfen.
45. 1691, vom April ab, warf der Berg zwei Monate lang Asche, Lapilli u. s. w. aus.
46. 1708, im August, begann das Wasser im Krater zu verschwinden und war nach vier Monaten gänzlich verdunstet.
47. 1709, im Januar, öffneten sich 15 neue Löcher, welche Schlamm und heisses Wasser mit donnerndem Geräusche auswarfen. Kleinere Löcher gab es unzählige.
48. 1764, im Dezember, dampfte der Gipfelkrater mehr als gewöhnlich.
49. 1765, im Januar, erbebte der Berg und warf Aschen aus. Solche Thätigkeit war ungefähr neun Monate lang häufig.
50. 1772—1780 hörte man ab und zu donnernde Geräusche.
51. 1804, im August, wurden wieder die Geräusche wie vordem wahrgenommen. Im November fand ein kleines Erdbeben statt, und öffnete sich ein tiefes Loch.
52. 1814 brannte der Aso-san.
53. 1815 war ein stärkerer Ausbruch als im Vorjahre. Im Verlaufe desselben trocknete der See am Gipfel ganz ein, bald darauf öffnete sich ein kleines Loch auf dem Kraterboden und stiess Schwefel enthaltende Gase aus. Ungefähr einen Monat später war ein so starker Ausbruch, dass die herabfallenden Aschen, Lapilli u. s. w. die Felder vollständig bedeckten, so dass die Vegetation meilenweit verdorrte
54. 1826, im Oktober, fand mit einem Ausbruche ein Erdbeben statt, wodurch viele Häuser zerstört wurden.
55. 1827, im April, bedeckten herabfallende Aschen den ganzen Berg, so dass auf den ersten Blick nichts Grünes mehr da war.
56. 1830, im Februar, fielen durch einen Ausbruch Aschen nieder.
57. 1830, im Juni, ereignete sich ein Ausbruch in Verbindung mit Erdbeben, und erhob sich folgenden Tages ein viele hundert Meter hoher Berg.
58. 1854, im Januar, floss nach einem Erdbeben des Bodens Schlamm aus dem Krater über.
59. 1872, im November, wurde die vulkanische Thätigkeit plötzlich heftig, und erlitten einige schwefelsuchende Arbeiter Verletzungen, worauf der Berg dumpfe Geräusche vernehmen liess und schliesslich ausbrach.
60. 1884, im März, fand der letzte und bestbekannte Ausbruch statt. Rund vier Monate lang wurden fortwährend feine Asche und Sand ausgeworfen, welche sich auf dem Berge anhäuften, und selbst in der 25 engl. Meilen entfernten Stadt Kumamato schadete der Aschenfall der Vegetation.

Aus diesen Berichten geht, soweit sie zuverlässig sind, hervor, dass seit elf Jahrhunderten kein Lavastrom dem Aso-san entflossen ist. Die gewöhnlich mit losen Massen bedeckten und durch Erosion wieder freigelegten Laven, denen man begegnet, scheinen also ältern Datums zu sein. Von dem immer wieder in den Berichten vorkommenden Kratersee ist jetzt nichts zu sehen. Die bekanntesten Ausbrüche waren ausschliesslich Aschen- und Schlammausbrüche.

Was den Aso-san zu einer geologischen Sehenswürdigkeit ersten Ranges macht, ist

1. der ungeheure Ringvulkan (100 Dörfer-Vulkan), aus andesitischen Laven aufgebaut und von Dimensionen sondergleichen;
2. die Kegelreihe, welche den Krater des Ringvulkans in einer Mittellinie gerade durchschneidet und vorzugsweise aus Auswurfsmassen besteht;
3. die dem Alter nach sprungweise auf der Linie angeordnete Reihenfolge der Kegel, und
4. ganz besonders die wichtige Thatsache, dass der Barranco des Shirakawa genau in der Fortsetzung der Linie liegt, auf welcher die Aso-san-Kegel liegen. Da er die einzige Unterbrechung des Ringkraterwalles bildet, so muss er unbedingt in genetische Verbindung mit der Kegelreihe, bezw. der Spalte, auf welcher diese liegt, gebracht werden, d. h. der Barranco verdankt seine Entstehung einer vulkanischen Spalte.«

Die wichtigern Vulkane in Salvador und Südost-Guatemala zählt Dr. K. Sapper auf und giebt kurze Charakterisierungen derselben[1]), wobei er die kleinern Vulkane, die oft nur als Begleiterscheinungen der grössern auftreten, als Vulkane zweiter Ordnung bezeichnet. Die Ergebnisse der eigenen Forschungen Sapper's lassen diesen erkennen, dass die vulkanischen Erscheinungen von Salvador und Südost-Guatemala viel weniger einfach sind, als man bisher angenommen hat, und dass es noch gründlicher neuer Studien bedarf, um alle Einzelheiten klarzulegen.

»Betrachtet man aber auf grund des bereits vorhandenen Materiales die Anordnung der einzelnen Vulkane zu einander — wobei von den Vulkanen zweiter Ordnung als nebensächlichern Erzeugnissen des Vulkanismus abgesehen werden soll —, so ergiebt sich zunächst, dass die mittelamerikanische Hauptspalte die Republik Salvador (ebenso wie Guatemala) in einer der pacifischen Küste nahezu parallelen Richtung durchzieht. Zwischen dem Coseguina und dem Conchagua zweigt sich landwärts eine kurze Querspalte ab, ebenso vielleicht vom Conchagua aus nach dem Mogote zu. Die vom Cerro del Tigre und vom Tecapa ausgehenden Querspalten dagegen streichen seewärts, also in entgegengesetzter Richtung zu den kurzen Querspalten in Guatemala, die sämtlich landwärts streichen.

[1]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 1.

Aber abgesehen von den Vulkanen, welche der Hauptspalte aufsitzen, giebt es noch eine ganze Anzahl von Feuerbergen in Südost-Guatemala und Salvador, welche dieser Hauptspalte nicht zugehören, und Verf. hat schon früher[1]) darauf aufmerksam gemacht, dass möglicherweise die Vulkane Ipala, Suchitan und Chingo einer vom Izalco ausgehenden Spalte vulkanischer Thätigkeit angehören: eine Annahme, welche durch die Gesteinsuntersuchungen Dr. A. Bergeat's eine auffallende Bestätigung und Stütze erhalten hat[2]). Auch vom morphologischen Standpunkte aus besitzen diese Vulkane, zu welchen Verf. auch noch den Naranjos ziehen möchte, etwas Gemeinsames: sie besitzen alle, wenn man vom südlichen Suchitan absieht, eine vortrefflich erhaltene, einfache Kegelgestalt, sind also durchwegs jugendlichen Alters, während die übrigen Vulkane erster Ordnung, welche nicht zur Hauptspalte gehören, fast durchwegs eine weitgehende Zerstörung zeigen (Jumay, Tahual, südlicher Suchitan, Iztepeque, Guazapa und in geringerem Masse auch der Tecomatepe); nur der S. Diego zeigt sich wohlerhalten, doch beweist der Überrest eines alten Ringwalles, dass auch dieser Vulkan bereits eine längere Geschichte hinter sich hat. Bei den übrigen Vulkanen aber ist die Zerstörung weiter vorgeschritten, als bei irgend einem der Verf. bekannten Vulkane der Hauptspalte, so dass er sie für älter als die Vulkane der Hauptspalte halten möchte. Betrachtet man die Anordnung dieser alten Vulkane, so findet man, dass sie in einer mehrfach gekrümmten, einfachen Linie angeordnet sind, welche im Vulkane von S. Vicente auf die Hauptspalte treffen. Sollte sich die Vermutung von der Existenz eines alten Vulkans zwischen dem Guazapa und S. Diego bestätigen, so wäre die Zusammengehörigkeit all' dieser Vulkane zu einer besondern Spalte sehr wahrscheinlich gemacht. Wir würden demnach ausser der Hauptspalte noch eine im S. Vicente im spitzen Winkel auf sie stossende ältere Vulkanspalte, sowie eine vom Izalco aus in gekrümmter Linie nach dem Ipala streichende sehr junge Vulkanspalte haben, welche die alte Spalte im Suchitan kreuzen würde.«

6. Erdbeben.

Ein Erdsturz. Während der Weihnachtstage 1896 ist das in der Provinz Modena gelegene Dorf Sant' Anna Pelago von der Erde verschlungen worden. Mehr als hundert Häuser, Kirche und öffentliche Gebäude inbegriffen, sind mit ihrem gesamten Inhalte an Hab und Gut zerstört und gegen 1000 Menschen obdachlos geworden. Der Ort bildete einen Teil der Gemeinde Pieve Pelago und lag ungefähr 900 *m* hoch, nahe dem Kamme des Apennins, an dessen nordöstlichem Abhange. Das Ortsgebiet bedeckte eine

[1]) Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft 1893. **45.** p. 59.

[2]) Zur Kenntnis der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. (Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft 1894. **46.** p. 131 ff.)

fruchtbare und anmutige Thalmulde im Gebiete des Gebirgsbaches Perticara, der sich in die Scoltenna ergiesst und weiter mit dem Panaro dem Po zuströmt. Hinter der ansteigenden Mulde erheben sich steil bis zu 1600 und 1800 *m* die Sandsteingipfel Spinhio, Saltello, Montalbano, Romacchio und Olmo. Die Form des Geländes weist auf frühere Einstürze und Rutschungen hin, von denen man zwar keine historische Kunde hat, deren Spuren sich aber in zahlreichen Seebecken oberhalb des Dorfes erhalten haben, die zum Teil nur nach starken Regengüssen sich mit Wasser füllen. Die in alten Zeiten geschehenen Bodenveränderungen werden schon in De Stefani's Buch über die Seen des nördlichen Apennins in Santi's Geschichtlichen Denkwürdigkeiten von Sant' Anna Pelago erwähnt; nur über die Ursachen war man nicht einig, der eine hielt sie für Wirkungen der Eiszeit, der andere für einfache Rutschungen des Sandsteinbodens. Sicher ist, dass das Dorf Sant' Anna noch nicht lange auf seiner unheimlichen Stätte stand; vordem war dieselbe mit Wald bedeckt, nach dessen Abholzung die Besiedelung erfolgte, wohl erst im 16. Jahrhunderte; die Errichtung des nunmehr versunkenen Kirchturmes fällt in das Jahr 1651. Der Untergang des Dorfes scheint eine Folge der übermässigen Durchdringung des Geländes mit Wasser zu sein, das keinen Abfluss fand und nach und nach den Abhang in einer Ausdehnung von mehr als 1000 *ha* unterwühlte. Die Katastrophe kündigte sich in der Nacht vom 21. auf den 22. Dezember an, indem einzelne Gebäude schwankten und Risse bekamen. Die Bewohner flohen entsetzt ins Freie und sahen in den folgenden Tagen hilflos mit zu, wie die Bewegung sich andern Häusern mitteilte, wie Mauer auf Mauer einstürzte und allen Hausrat mit in den weichenden Boden hineinriss. Heute ist die einst blühende Thalmulde auf der rechten Seite des Perticara-Baches auf 7 bis 8 *km* im Durchmesser ein einziges weites Grab von Hab und Gut der unglücklichen Bewohner, und der Druck der gewaltigen Erdbewegung ist so stark, dass das Bett des Baches und das jenseitige Ufer um mehrere Meter gehoben wurden.

Die Erdbebencentra der Insel Sicilien hat C. Sciuto-Patti untersucht[1]). Er kommt zu dem Ergebnisse, dass abgesehen vom Ätna drei Centra der Erdbeben auf der Insel Sicilien anzunehmen sind. Bei dem gewaltigen Erdbeben von 1693, welches auf Sicilien über 90000 Menschen tötete und bis nach Calabrien reichte, lag das Oberflächencentrum zwischen Francoforte, Lentini und Militiello und die grosse Axe der elliptischen Erschütterungskurve hatte die Richtung von NO—SW. Die Erschütterung ging wahrscheinlich von einer Spalte aus, deren Richtung auf Malta verläuft. Ein zweites Erdbebenzentrum liegt im Süden Siciliens bei Sciacca, das dritte im Nordosten und scheint von der Insel Vulcano abhängig.

---

[1]) Atti Accad. Gioenia di Sc. nat. Catania (4.) 9. p. 1 ff.

Das Erdbeben vom 12. bis 20. Juni in Vorder-Indien. Über dieses grosse Erdbeben liegen zunächst noch wenige Nachrichten vor. Eine Zusammenstellung derselben ergiebt folgendes[1]). Das Schüttergebiet erstreckte sich von Bombay im Westen bis an das grosse Knie des Brahmaputra im Osten und umfasste einen Länderstrich von ungefähr einer Million Quadratkilometern. Die Zeitdauer der ersten heftigsten Bewegungen scheint nicht viel über vier Minuten betragen zu haben, in denen die Häuser der meisten Städte zwar sämtlich stark beschädigt, aber doch nicht völlig zerstört wurden, nur wo die Erschütterungen des Bodens länger anhielten, trat eine vollständige Zertrümmerung der Gebäude ein. Dies war am meisten der Fall auf dem flachen Lande im Osten Bengalens, wo der Zusammenfluss des Ganges, Brahmaputra und Meghna ein sumpfiges Flachland geschaffen hat, und in der östlichen Provinz Assam, dem langgestreckten Berglande am mittlern Brahmaputra, wo ganze Dörfer von den Abhängen des Gebirges hinabglitten und vollkommen zerstört wurden. Hier ist das Erdbeben mit allen jenen bezeichnenden Begleiterscheinungen aufgetreten, die schon bei frühern Katastrophen im indischen Flachlande beobachtet wurden: donnerähnliches Getöse dringt aus dem Innern der Erde empor, wolkenbruchartiger Regen fällt an vielen Stellen, weit und breit öffnet sich der Boden in langen Spalten und Löchern, aus denen Sand und heisses Wasser bis 3 *m* hoch emporsteigt. Etwa 15 Stunden lang dauerte das Emporsteigen von Sand und Wasser aus diesen Öffnungen, bis Schlamm nachzudringen anfing und die Löcher und Spalten füllte. Grosse Schollen des Alluvialbodens sind bis zu einer Tiefe von 7 *m* abgesunken und haben das Landschaftsbild merkwürdig verändert. Der Verlust an Menschenleben ist zwar sehr gross, wäre jedoch noch viel grösser gewesen, wenn die Katastrophe bei Nacht erfolgt wäre, und die zerstörenden Erdrutsche nicht so langsam vor sich gegangen wären, dass die meisten Einwohner sich retten konnten. Der ganze Reichtum des Landes aber, vor allem der zukunftsreiche Theebau in Assam, wo bereits 90000 *ha* mit Theestauden bepflanzt waren, ist total vernichtet. Die Heftigkeit der Erschütterungen zeigten auch die Seismographen in Newport auf Wight und in Grenoble durch Diagramme aussergewöhnlicher Störungen an. Die Geschwindigkeit, mit der sich die Erdbebenwelle in der Erdrinde fortpflanzte, war ungeheuer; um $5^h\ 5^m$ nachmittags begannen in Kalkutta (nach dortiger Zeit) die Stösse fühlbar zu werden, und um $11^h\ 28^m$ vormittags desselben Tages wurden sie vom Wighter Seismographen verzeichnet, woraus sich, unter Berücksichtigung des Zeitunterschiedes von 90^0 Längenabstand, eine Geschwindigkeit von 10000 *km* in 23 Minuten oder von 7.25 *km* in der Sekunde ergiebt, was die grösste bisher berechnete Geschwindigkeit von 5.2 *km* (Charleston 1886) noch übertreffen würde. Die Ursache

[1]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. 3. 9. Heft 1897. p. 533.

des Erdbebens scheint nicht in vulkanischen Vorgängen, sondern in tektonischen Störungen, wie sie am Rande von Kettengebirgen mit vorgelagerten Flachländern (z. B. auch in der Poebene) vorkommen, zu suchen zu sein.

Seismische und meteorologische Cyklen. E. Oddone kommt[1]) auf Grund der Aufzeichnungen über Erdbeben in Ligurien zu dem Ergebnisse, dass der 35jährigen meteorologischen Periode, welche Brückner nachgewiesen, eine ähnliche oder gleiche in bezug auf Erdbebenthätigkeit in Ligurien entspreche. Ein sehr zweifelhaftes Ergebnis.

Der Einfluss des Mondes auf die Häufigkeit der Erdbeben ist von C. G. Knott untersucht worden[2]). Die Ergebnisse führten zu folgenden Sätzen:

1. Es ist sichergestellt, dass die Erdbebenhäufigkeit in Japan einer Periodizität unterliegt, welche mit dem Mondtage zusammenfällt.
2. Die halbtägige Mondperiode zeigt sich am ausgesprochensten; sowohl bezüglich ihrer relativen Stärke, sowie der Regelmässigkeit, mit welcher in jeder der zwei Gruppen von Erdbeben-Distrikten ihre Phase mit der Zeit des Meridiandurchganges des Mondes zusammenfällt.
3. Es ist nicht sicher, ob die Ebbe und Flut des Meeres irgend einen Einfluss auf die Erdbebenhäufigkeit haben.
4. Man muss daher an einen direkten Einfluss der Flutkraft des Mondes bei seiner täglichen Schwankung denken als wahrscheinlichste Ursache des Ganges in der Häufigkeit, welcher übrigens sechs Prozent der mittlern Häufigkeit nicht übersteigt.
5. Es ist ferner sicher gestellt, dass sowohl bezüglich der Amplitude wie der Phase eine fünftägige Periodizität je nach Konjunktion und Opposition von Sonne und Mond besteht.
6. Es kann kein sicherer Schluss aus den augenscheinlichen monatlichen und vierzehntägigen Periodizitäten, welche mit dem periodischen Wechsel in der Distanz und Deklination des Mondes zusammenhängen, betreffs der einfachen Annahme gezogen werden, dass ausgesprochene harmonische Komponenten existieren, wenn man die statistischen Daten nach dem periodischen Wechsel in der Mondstellung relativ zur Ekliptik analysiert, und dass mit dieser besonderen Periode nicht Gezeitenkräfte direkt verbunden sein können.
7. Dessenungeachtet spricht der Betrag der Phase für die Annahme, dass eine thatsächliche Beziehung zwischen dem Wechsel in der Monddistanz und der Erdbebenhäufigkeit besteht, da die Maximalhäufigkeit nahezu auf die Zeit des Perigäums fällt.
8. Diese Untersuchungen haben in Vergleich zu frühern ähnlichen Untersuchungen insofern einen besondern Wert, da sie auf

[1]) Oddone, Cicli meteorici e cicli sismici. Pavia 1896.
[2]) Proceedings of the Royal Society 1897. 60. p. 457. Auszug in Meteorol. Zeitschr. 1897, p. 199 woraus oben der Text.

der sorgfältigen Statistik von vollen 7000 Erdbeben basiert sind, die innerhalb acht Jahren eintraten auf einem beschränkten Teile der Erdoberfläche, woselbst die Bedingungen für Erdbeben die gleichen oder doch ähnliche sind.

Horizontalpendel-Beobachtungen im Meridiane zu Strassburg[1]. Nach dem Tode von Dr. v. Rebeur-Paschwitz hat Reinhold Ehlert die von jenem begonnenen und zu einem vorläufigen Abschlusse gebrachten Beobachtungen am Horizontalpendel zu Strassburg wieder aufgenommen und während des Zeitraumes vom April bis November 1895 fortgeführt Er teilt dieselben im einzelnen mit und knüpft daran eine eingehende Diskussion. Zunächst untersucht er die tägliche Periode und kommt zu folgenden Sätzen:

»1. Die tägliche Periode wird zum Teil durch die Sonnenwärme erzeugt, welche die ihr zugewendete Erdhälfte ellipsoidisch auftreibt.

2. In verschiedenen Tiefen verspätet sich die Erscheinung in vorerst noch unberechenbarem Grade durch elastische Verzögerung.

3. Durch Ausdehnung der tiefern Schichten in spätern Stunden entsteht eine Asymmetrie bezüglich der Ebene, in welcher der Scheitelpunkt der Deformation und die Erdpole liegen; darauf beruht die Verspätung der östlichen Elongation.

4. Die Annahme 1. allein erfordert für m (Maximalbetrag der Lotschwankung in der Komponente des Meridians) und v (derselbe in der Komponente des I. Vertikals) jährliche Perioden, welche sich je nach der Breite bedeutend unterscheiden.

5. Die Verspätung von m und v im nördlichen Winter, die Verfrühung im Sommer rührt von der verschieden schnell entstehenden Aufwölbung der Erdoberfläche durch ungleiche Wärmemengen her; dagegen ist ein Teil der Verfrühung von v schon ein Erfordernis der Theorie allein.«

Die zweite tägliche Periode der Lotschwankungen erfolgt durch Anziehung des Mondes und besteht in einer Welle von halbtägiger Periode, indem der Mond, wie im Ozeane so auch an der Oberfläche des festen Erdkörpers eine Art Ebbe und Flut erzeugt. Die Grösse der Deformation oder der maximalen Niveaudifferenz findet Ehlert zu 470 *mm*.

»Neben diesen stetigen, langperiodischen Schwankungen der Erdoberfläche, welche selbst auf den Photogrammen nur durch Messung mit aufgelegter Quadratmillimeterteilung beobachtet werden können, giebt es auffällige, von v. Rebeur mit Recht in drei Gruppen eingeteilte Erscheinungen: die mikroseismischen Bewegungen, die Pulsationen und die Erdbebenstörungen. Dem äussern Anblicke nach kennzeichnet sich die erste Art durch zahlreiche, stets zur Normallage symmetrisch liegende Schwingungen, welche, noch bevor sie zur Ruhe gekommen sind, stets von neuem erregt werden. Kurz auf

[1] Gerland, Beiträge zur Geophysik. 3. p. 131 ff.

einanderfolgende Stösse von verschiedener, jedoch nie bedeutender Intensität sind die Ursache dieser oft tagelang andauernden Bewegungsform, welche man als »mikroseismische Bewegung« bezeichnet.

Scharf hiervon zu unterscheiden sind kurze Lotschwankungen, welche jedoch so allmählich eingeleitet werden, dass das Pendel niemals in Schwingungen gerät. In 2—8 Minuten vollzieht sich eine dieser ruhigen Wellenbewegungen, deren erste Hälfte fast immer eine längere Zeit beansprucht, als die letzte. Hier liegen also nicht Stösse zu Grunde, sondern allmählich eingeleitete Bodenbewegungen oder Spannungen, welche sich alsbald in kürzerer Zeit wieder auslösen. Diese »Pulsationen« beweisen schon dadurch ihre Eigenart, dass sie durch das Eintreten von Störungen erster und dritter Art in ihrer Ausbildung nicht behindert werden, vielmehr neben denselben ruhig fortbestehen. Denn man kann an günstigen Stellen hierbei den ungestörten Verlauf der Pulsationen trotzdem erkennen.

Zur dritten Gattung endlich gehören jene völlig abnormen, unregelmässigen Bewegungen, welche man ohne jeden Zweifel als Zeugen ferner Erdbeben, als Äusserungen vorbeieilender Erdbebenwellen anzusehen hat. Diese oft ausserordentlich intensiven, meist mit Versetzung der Gleichgewichtslage verbundenen, stundenlang anhaltenden Schwingungen werden daher als »Erdbebenstörungen« bezeichnet.«

Die Intensität der mikroseismischen Bewegung hat, wie schon v. Rebeur darthat, eine jährliche Periode, und Ehlert erklärt, dass der Wind als alleinige Ursache derselben anzusehen ist. »Die über die Erdoberfläche mit Reibung hinströmenden Luftmassen, welche, durch Unebenheiten aufgehalten, sodann wieder mit verstärkter Geschwindigkeit nachdrängen, erzeugen dadurch Stösse, welche um so heftiger sind, je grösser die Windgeschwindigkeit, und um so schneller aufeinander folgen, je rauher der Erdboden ist. In weichem Boden pflanzen diese Bewegungen sich langsamer, aber mit einer zu Anfang grössern Intensität fort, als in hartgefrorenem Boden, woselbst die Heftigkeit von vornherein eine viel geringere ist; dagegen ist in weichem Erdreiche die Ausbreitung einer Erschütterung, welche z. B. von einem punktuell wirkenden Windstosse herrührt, geringer und trägt einen lokalen Charakter, weil die Intensität hier sehr bald erstirbt.«

Die Unterscheidung, welche v. Rebeur zwischen mikroseismischer Bewegung und jenen langsamen Wellen macht, welche als Pulsationen bezeichnet werden, hat sich auch in Ehlert's Untersuchungen als wohl begründet gezeigt. »In der That erscheinen Pulsationen an sonst völlig ruhigen Stellen der Kurven, und die mikroseismische Bewegung tritt unabhängig von den Wellen auf. Anderseits kommt es vor, dass beide Bewegungen einander ablösen, so dass eine aus der andern hervorzugehen, und beide sich gegenseitig zu durchdringen scheinen, aber es muss festgehalten werden, dass die Unruhe

des Bodens ein Produkt des Windes ist, die Wellen aber eine hiervon durchaus unabhängige Erscheinung darstellen.«

Aus den Registrierungen ergiebt sich, dass das Maximum der Intensität auf Ende Oktober und Anfang November fällt, während von Anfang März bis Mitte September die Pulsationen völlig fehlen. Mitte November nimmt die Intensität merklich ab, um Mitte Januar und Anfang Februar noch einmal aufzuleben. Das Maximum der kurzen Wellen, deren Periode nicht grösser als 4^m ist, fällt in die erste Novemberwoche und sodann in die Mitte des Januar; das der längern Pulsationen dauert dagegen von Mitte Oktober bis Anfang November. Eine Zusammenstellung nach der Tageszeit ergab die sehr bemerkenswerte Thatsache, dass das Maximum gegen 14^h fällt und die Zeit von 8^h bis 16^h, also die Abend- und Nachtstunden, umfasst. Am Tage treten die Pulsationen sehr zurück.

»Eine weitere Diskussion«, sagt Ehlert, »scheint mit Rücksicht auf die fehlende Kenntnis der Pulsationen in der Richtung des ersten Vertikals noch verfrüht, doch wird es Interesse bieten, folgende kurze Betrachtung anzustellen, ohne damit irgendwie eine Erklärung geben zu wollen.

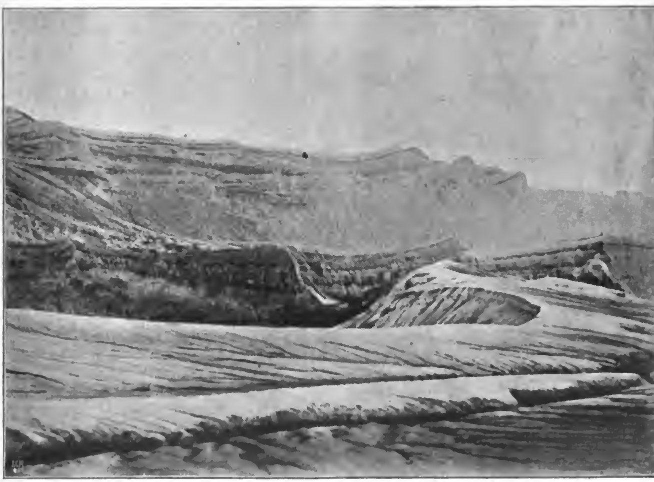
Zwar haben John Milne und v. Rebeur beobachtet, dass die Intensität der Pulsationen ungefähr der Veränderlichkeit der barometrischen Gradienten proportional sei, dass also eine rasche Änderung der Wetterlage für das Phänomen besonders günstig ist. Da schnelle Veränderungen der barometrischen Depressionen nun aber zu allen Jahreszeiten vorkommen, kann unmöglich hierin die Ursache für eine Erscheinung liegen, welche ausschliesslich an die Monate Oktober bis März gebunden ist. Man wird dazu gedrängt, nach einem kosmischen Grunde zu suchen.

Nehmen wir nun an, dass das Magma des Erdinnern eine gewisse Beweglichkeit relativ zu den nach oben hin mehr erstarrten Teilen der Kruste besitzt, so folgt daraus, dass überhaupt die beweglichern Teile des Erdinnern durch die Anziehung der Sonne von der Nacht- zur Tagseite der Erde hingedrängt werden, dass also bezüglich der Schattengrenze eine Asymmetrie durch Auflockerung einerseits und Verdichtung anderseits entsteht. Im Perihel muss daher dieser Unterschied zwischen Nacht- und Tagseite besonders gross werden, welcher als eine Folge der Sonnenattraktion stets dieselbe Lage zu der Sonne beibehält, während die Erde selbst über diese Asymmetrie hin rotiert.

Erzeugen nun in der That die Diskontinuitäten, welche bei der eintretenden Auflockerung entstehen müssen, in der Grenzzone Spannungen, welche sich alsbald auslösen, so ist klar, dass dieselben vor allem bei der Zunahme dieser Asymmetrie, also in der Zeit vor dem Perihel und noch während desselben auftreten müssen. Dieselben pflanzen sich nach oben hin fort und könnten in Form von Pulsationen zur Erscheinung kommen. Die Bewegung würde zwar wegen der Rotation der Erde vorwiegend ostwestlich gerichtet sein



Der thätige Kegel des Assó-san auf Kiu-shiu- (Japan) von N W.



Der südliche Teil des Kraters des thätigen Assó-san-Kegels aus West gesehen.

müssen, doch ist ohne Schwierigkeit einzusehen, dass auch Spannungen in andern Azimuten eintreten können. Unter diesen Voraussetzungen ist es nicht geradezu ausgeschlossen, dass die Pulsationen, da sie von Oktober bis Januar vorwiegend, und zwar zur Nachtzeit erscheinen, in ähnlichen Vorgängen ihre Ursache haben. Natürlich soll damit, da wir uns auf die Beobachtung der meridionalen Komponente beschränken mussten, etwas Bestimmtes durchaus nicht gesagt sein, aber auf die erwähnte Asymmetrie der Wellenformen, welche hier zu Gunsten spricht, soll doch noch besonders hingewiesen sein.« —

7. Inseln.

Die Insel Andö schilderte Dr. H. Reusch[1]). Sie ist die nördlichste der Lofoteninseln, erstreckt sich von Norden nach Süden 60 *km* lang in einer Breite von 15 *km*; das Innere der Insel ist gebirgig, während längs der Westküste und des grössten Teiles der Ostküste sich ein ansehnliches Flachland ausdehnt. Ungefähr in der Mitte der Insel zieht quer über dieselbe hinweg ein wohl 10 *km* breiter Gürtel von Flachland, das Küstenland der beiden Längsseiten verbindend. Etwas weiter südlich durchsetzt ein schmalerer Streifen den Gebirgszug, so dass dieser in drei Teile zerfällt. Eine eigentümliche Erscheinung dieser abgelegenen Insel bilden die unzähligen kleinen Teiche, welche über die Moore zerstreut sind; sie spiegeln den Himmel mit derselben Farbe wie die Meeresfläche, und man hat deshalb das Flachland der Andö, von oben gesehen, mit einem auf dem Ozeane schwimmenden alten braunen Teppich verglichen, der an vielen Stellen durchlöchert ist.

Dieses Flachland, ein Teil der norwegischen Strandfläche, besteht aus festem Gesteine, das allerdings mit Gras und Torfmooren bedeckt ist; dies beweisen zahlreiche niedrige Klippen, welche an vielen Stellen des Strandes, wo die Wellen alle losen Stoffe fortgespült haben, hervorragen. Das krystallinische Urgestein, welches den Felsgrund der Insel bildet, wird an einer einzigen Stelle durch eine kleine Partie Juraformation unterbrochen, eine in geologischer Hinsicht äusserst interessante Erscheinung, da das Urgebirge Norwegens, soweit bekannt, ausschliesslich den ältesten geologischen Perioden entstammt; es ist dies eine Schichtenfolge von Sandstein und Schiefer mit Kohlenlagern durchsetzt und durch Verwerfung in das Urgebirge hinab versenkt.

Der Ort der Insel, wo sich die Juraformation befindet, heisst Ramsaa. Die Oberfläche bietet nicht viel Bemerkenswertes; ein kleiner Fluss, Gaarselv, ergiesst sich hinaus auf den flachen Strand. Folgt man seinem geschlängelten Laufe etwa $^1/_2$ *km* aufwärts, so erblickt man hier und dort am Ufer einige niedrige Sandsteinklippen. Einst entdeckten hier die Bewohner in dem Sandsteine an der Fluss-

[1]) Naturen XX, Nr. 9, im Auszuge in Potonié's Wochenschrift 1897. Nr. 19. p. 225, wonach oben der Text.

mündung eine Kohlenschicht, die sie teils zum Hausgebrauche verwandten, teils auch weiter verkauften. Eine Probe davon wurde nach Tromsö gesandt, und 1888 wurden zur weitern Untersuchung auch Bohrungen vorgenommen. Das Resultat war, dass hier zwei Schichten von zusammen 1 *m* Dicke der wertvollen Gaskohlen vorhanden sind, die sich durch einfachen Betrieb gewinnen lassen.

Was die Gletscherverhältnisse betrifft, so sind in den neuern Ablagerungen keine Schliffe gefunden worden, allein das niedrigere Gebirge deutet in seiner Gestaltung auf ehemals vorhandene Gletscher, auch ist etwas Moränengrus im Flachlande vorhanden. Das höhere Gebirge dagegen zeigt die spitzen Formen der Lofoten und anderer nordischen Gebiete, welche nicht durch Gletscher erzeugt sein können. Das Inlandeis, welches in den innern und südlichern Gegenden Norwegens, z. B. um den Christianiafjord, eine zusammenhängende Decke gebildet hat, hat merkwürdigerweise hier nach der arktischen Zone nur Ausläufer ausgesandt, die den Senkungen des Terrains folgten. Die Küste muss zur Eiszeit ein Aussehen besessen haben ähnlich dem der jetzigen Ostküste Grönlands: eine nackte Gebirgsreihe, hier und da bedeckt von ewigem Eise und Schnee, und dahinter die gewaltigen Massen des Inlandeises, das seine Gletscherzungen vorwärtsschiebt.

Das Flachland der Andö spricht dafür, dass die Insel früher weit tiefer gelegen hat als jetzt, wahrscheinlich um ca. 50 *m*. Am Strande breiten sich Sand und Geröll in grosser Menge aus, Strandwälle bildend, die sich bis weit ins Land hineindehnen. Dieses ist im übrigen, mit Ausnahme eines Streifens von wenigen Metern bis 1 *km* Breite an der Küste und einiger Stellen in der Nähe des Gebirges, fast ein einziges zusammenhängendes Torfmoor, welches sich von Süden nach Norden ca. 40 *km* weit erstreckt in einer Breite von 3 *km* längs der Ostküste, die in der Mitte der Insel bis zu 10 *km* wächst. Kaum irgendwo in Norwegen giebt es ein Torfmoor von ähnlicher Ausdehnung. Die Tiefe des Moores ist nirgends bedeutend, meist erreicht sie nur 2—3 *m*, nur zuweilen 7 *m*; der Torf aber ist im allgemeinen ein ganz vorzügliches Brennmaterial. Häufig enthält er Stämme von Birken, die jetzt nur als niedriges Buschwerk am Fusse des Gebirges vorkommen, auch ist ein Stamm Nadelholz gefunden worden.

Die Oberfläche der teils mit Moos, teils mit Halbgräsern bewachsenen Torfmoore bietet eine eigentümliche Erscheinung: hier und da verstreut befinden sich nämlich einzelne Teiche stehenden Gewässers von einigen Metern Durchmesser bis zu solchen von mehrern 100 *m* Länge, während ihre Tiefe nicht mehr als $^1/_2$—2 *m* beträgt; die flachern derselben sind zuweilen leer. Die vielfach gebuchteten Ränder sind fast senkrecht, Boden und Seitenwände bestehen aus Torf; besonders, wo frisches Moos am Rande, sind die Ufer überhängend, im allgemeinen jedoch frei. Oft sind es nur schmale Streifen Landes, welche die einzelnen Teiche voneinander

trennen. Hauptsächlich sind die Moosmoore von ihnen durchsetzt, doch sind auch mehrere in den Grasmooren vorhanden, vermutlich an solchen Stellen, wo früher Moosmoore sich befanden. Die Grasmoore entstehen, wo das Wasser nicht ganz still ist, sondern eine geringe Strömung besteht. Durch die unterspülende Wirkung des Wassers bilden sich trichterförmige Senkungen der Oberfläche, welche deutlich in einer Reihe liegen und kein Wasser enthalten, da dieses unten wieder abfliesst.

Die Insel Kreta. Eine gründliche Studie über die geographischen Verhältnisse und die Besiedelung dieser Insel auf Grund der besten Quellen und eigener Anschauung gab Dr. E. Fabricius[1]). Folgendes ist daraus hier hervorzuheben: »Nahezu das gesamte Areal der Insel ist von Gebirgen eingenommen, auf deren 2000 bis 2500 *m* hohen Gipfeln in Mulden und beschatteten Felsriffen einzelne Schneemassen trotz der südlichen Lage Kretas zwischen 34° 55′ und 35° 41′ nördl. Br. die Sommerhitze überdauern.

Von Tiefebenen giebt es nur eine einzige von grösserer Ausdehnung, die Messará, auf der Südseite des mittlern Teiles der Insel. Sie ist 35 *km* lang, durchschnittlich 6 *km* breit und wird durch einen schmalen, aber hohen, äquatorial gerichteten Gebirgszug, der heute Kóphinos heisst (1143 *m*), von der Südküste getrennt, besteht aber keineswegs aus einer völlig ebenen Fläche, sondern senkt sich von der Mitte aus, wo die Wasserscheide zwischen den beiden sie entwässernden Flüsschen liegt, nach beiden Seiten mit einer Neigung von 1—2%. Im Nordosten steht mit ihr die kleine Ebene Pediás in Verbindung, die zwar eigentlich zu den Hochplateaus der Insel gehört und, soweit das Wasser nicht überhaupt vom Kalkstein des Bodens aufgesogen wird, sowohl nach Norden wie nach Süden Abflüsse hat, aber wegen ihrer verhältnismässig geringen Höhenlage hierher gerechnet werden mag. Ihre Fläche beträgt höchstens 13 *qkm*. Im übrigen besitzt nur die Nordküste kleine Alluvialebenen, deren bedeutendste und fruchtbarste, die Ebene von Chanía, den Isthmos zwischen dem gleichnamigen Golfe und der Sudabai bildet. Sie ist etwa 8 *km* lang, und ihre grösste Breite beträgt noch nicht 5 *km*. Rechnet man endlich noch den westlich sich daran anschliessenden, etwa gleich grossen flachen Thalgrund des Plátanos-Flüsschens hinzu, die Ebene von Alikianú (ca. 70 *m*), so erhält man allerhöchstens 300 *qkm* Tiefebene, d. h. noch nicht $3\frac{1}{2}$% des Gesamtareals der Insel von 8591 *qkm* (Strelbizky).

Schwieriger ist es, das Verhältnis von Hügelland und eigentlichem Berglande festzustellen. Grössere Gebiete, in denen die Höhen 500 *m* nicht übersteigen, und die Neigung der Thalgehänge den Anbau von Getreide oder wenigstens von Wein und Öl im allgemeinen zulassen, sind, wenn man von der Messará absieht, nur auf der Nordseite der Insel vorhanden: das Hinterland des Golfes

[1]) Hettner's geograph. Zeitschrift. **3.** p. 361—371.

von Kísamos im Nordwesten, das sich wie der Zuschauerraum eines antiken Theaters gegen die Meeresbucht öffnet, der grössere Teil der Bezirke Kydonía und Rethýmni an den Golfen von Chania und Almyrós, der kleinere von Apokóronas und der Halbinsel Akrotíri zu beiden Seiten der Sudabai, das Gebiet des Mylopótamos zwischen Rethýmni und Iráklion (Kandia), ferner die um Iráklion gelegenen Bezirke Malevízi, Témenos und Pediás, endlich der Isthmos von Jerápetros, die schmalste Stelle Kretas am Golfe von Merabéllon. Aber alle diese Gebiete, die bei weitem noch nicht die Hälfte der Insel bilden, sind von tiefen Thälern durchfurcht und durch hohe Kämme oder vielverzweigtes Bergland voneinander geschieden. Es sind zumeist die Teile der Insel, die nach Raulin's geologischer Karte der jüngsten Tertiärformation angehören.

Mittel- und Hochgebirge ist also in Kreta die vorherrschende, den Charakter der Insel bedingende Bodengestalt. Es nimmt vorzugsweise den südlichen Teil ein. Wenn man von der Messará- und der Kóphinoskette absieht, liegt die Axe der grössten Erhebung durchschnittlich nur etwa 10 *km* von der Südküste entfernt, und in der Westhälfte der Insel bespült das libysche Meer vielfach den Fuss von 7—800 *m* hohen Felsgehängen. Unter dem Meeresspiegel aber fällt hier der die Insel tragende Sockel so steil ab, dass durchschnittlich die 500 Meterlinie nur 5, die 1000 Meterlinie nur 10 *km* von der Küste entfernt liegt.

Denkt man sich also den Meeresspiegel um 300 *m* gehoben, so wäre allerdings der Isthmos von Jerápetros überflutet und die Ebene Messará in einen Meeresarm verwandelt, aber nur die nördliche Hälfte der Insel in eine Menge kleiner Inseln und Halbinseln aufgelöst, die Südhälfte hingegen bliebe noch als zusammenhängendes Ganzes bestehen, und selbst die Linie der Südküste wäre nur stellenweise unterbrochen oder verschoben. Erst nach einer Versenkung von 6—700 *m* würde Kreta als Gruppe von vier noch immer hochragenden, in westöstlicher Richtung ihrer Grösse nach aufgereihten Inseln mit einer Masse zumeist nördlich davon gelegener kleiner Eilande erscheinen.

Vier Hauptgebirge heben sich also nach Höhenentwicklung und Umgrenzung von einander ab, die Weissen Berge im Westen und das Idagebirge oder Psiloríti in der Mitte der Insel, beide fast 2500 *m* hoch, die Gebirge von Lasíthi und Sitía im Osten, deren Höhen rund 2000 und 1500 *m* betragen. Zwischen den letztern fällt die Wasserscheide ab, die drei höhern Gebirgsgruppen sind dagegen durch minder scharf abgegrenzte Züge von beträchtlicher Höhe innig miteinander verwachsen. Die niedrigsten Pässe, über die man von einem Meere zum andern gelangen kann, sind zwischen den Weissen Bergen und dem Ida allerdings nur wenig über 500 *m* hoch, zwischen Ida und Lasíthi sogar nur etwa 380 *m*, die mittlere Kammhöhe ist jedoch bedeutend grösser. Im Südwesten der Insel schliessen sich endlich an die Weissen Berge weitere Kämme an,

deren Gipfel immer noch bis zu 1100 und 1200 *m* ansteigen und die Knoten für die Abzweigungen weiterer, kleinerer und grösserer Äste bilden.

Das Hochgebirge besteht fast ausschliesslich aus verkarstetem Kalk, und in allen Teilen der Insel finden sich die eigentümlichen Erscheinungen der Karstbildung, die völlig abgeschlossenen kesselartigen Hochebenen mit ihren unterirdischen Wasserabflüssen, den sogenannten Katavothren, in Kreta Chóni geheissen, plötzlich von der Oberfläche verschwindende Bäche, tief eingeschnittene Erosionsschluchten und zahlreiche Höhlen.

Die Kesselthäler liegen in sehr verschiedener Höhe und sind von ganz ungleicher Ausdehnung. Von den bedeutendern hat das Nidafeld auf der Ostseite des Philoritis 1400 und der Omalós in den Weissen Bergen 1000 *m* Seehöhe, beide haben ungefähr 4 *km* Durchmesser, sind von steilen Kämmen und Felsgraten umschlossen, ohne oberirdischen Wasserabfluss, schwer zugänglich, beide nur im Sommer kurze Zeit bewohnt, aber treffliche Weidegebiete, und beide, namentlich aber der Omalós, berühmt als Zufluchtsorte in den Zeiten der Aufstände. Auf dem Omalós wird auch etwas Sommergerste gebaut.

In den Weissen Bergen sind weiter die Hochthäler von Askýphu, Anópolis und Kallikrátis zu nennen, gleichfalls schwer zugängliche Karstkessel, in denen aber doch ein Drittel aller in ihrer Heimat sesshaften Sphakioten wohnt. Sie liegen sämtlich, wie auch die kleinern, unbewohnten Karsttrichter der Weissen Berge, südlich der Wasserscheide, die infolge der verhältnismässig geringen Schartung des fast durchweg über 2000 *m* hohen Kammes vom Norden gesehen sich als mächtige, zinnengekrönte Mauer darstellt. In der That bildet dieser Kamm die gewaltige natürliche Feste, an deren Thoren die christlichen Kreter so oft um ihre Freiheit gekämpft haben. Nur zwei Zugänge führen von Norden in die Weissen Berge hinein.

Das Gebirge ist nicht bloss wegen der wallartigen Scheidewände seiner isolierten Hochthäler unwegsam, sondern es ist ganz besonders durch zahlreiche tiefe Erosionsschluchten zerklüftet, so dass man oft, um von einem Plateau zum andern, von einer Ortschaft zur nächsten zu gelangen, auf endlosen Zickzackpfaden mehrere hundert Meter tief hinabsteigen und an der gegenüberliegenden Thalwand wieder hinaufklimmen muss.

Ähnlich ist der Charakter der übrigen Hochgebirge. Auch um die Nidaebene gruppieren sich weitere Hochthäler und Schluchten, und das ganze Gebiet zwischen den Weissen Bergen und der Idagruppe, die Bezirke Agios-Vasílios und Amári, besteht aus einem wahren Mosaik von isolierten Thalbecken, die zwar oberirdische Wasserabflüsse haben und zu je drei oder vier unter sich und mit dem Meere in Verbindung stehen, dafür aber noch mehr zerklüftet sind, als die völlig geschlossenen Kesselthäler mit ihrem flachen Alluvialgrunde.

Ebenso deutlich wie im Westen treten die Karsterscheinungen im Lasíthigebirge hervor. Es stellt sich wie eine aufgewölbte Platte dar, auf der hohe Kämme mit steilen Abhängen aufgesetzt sind und ein förmliches Netz bilden. Wie aus lauter Zellen zusammengesetzt nehmen hier die isolierten Hochthäler die ganze Breite der Insel ein. Das grösste von ihnen, die in der Mitte gelegene eigentliche Lasíthiebene, ist über 13 *km* lang und fast halb so breit, liegt 866 *m* über dem Meere und wird von einem hohen Gebirgswalle völlig umschlossen, dessen tiefste Scharten das Niveau der Ebene immer noch um 100 *m* überragen, während die turmartigen Gipfel, die Knoten, an denen die Wandungen der andern Zellen ansetzen, sich bis über 2000 *m* erheben. In diesem Kessel wohnen auf 17 Dörfer verteilt gegenwärtig über 5000 Menschen.

Der ungleichen Verteilung des Hochgebirges auf die Nord- und Südseite der Insel entspricht die Küstenbildung Kretas. Die Insel ist nur auf der Nordseite reich gegliedert, besonders im Westen, wo drei hochragende Halbinseln, die Golfe von Kisamos und Chania umschliessend, weit in das Ägäische Meer hinein vorgeschoben sind, wo die dritte, die Halbinsel Akrotiri, mit der Steilküste des Vorgebirges Drápano die nach Osten sich öffnende berühmte Sudabai umschliesst, und wo die Bucht von Almyrós, dem Einschnitte zwischen den Weissen Bergen und dem Idagebirge entsprechend, sich der Südküste bis auf 20 *km* nähert und damit die Insel fast auf die Hälfte ihrer durchschnittlichen Breite einschnürt. Auch im Osten, wo dem Einschnitte zwischen Lasíthi- und Sitiagebirge entsprechend der tiefe Golf von Merabellon mit der Südküste den nur 12 *km* breiten Isthmos von Jerapetros bildet, die Bucht von Sitia nach Nordosten sich öffnet, und zahlreiche kleine Eilande Kap Sídero, die merkwürdig zerrissene Nordostspitze Kretas, umlagern, teilt die Nordseite der Insel den Charakter der meisten reichgegliederten Küsten des Ägäischen Meeres. Der mittlere Teil der Nordküste endlich ist wenigstens durch die flachen Buchten von Rethýmni, Iraklion und Mália belebt. Die Südküste hingegen verläuft in zwei äquatorial gerichteten Linien, die in der Mitte durch ein kurzes, senkrecht dazu gerichtetes Stück verbunden sind, und bildet somit nur einen grössern Golf, die nach Südwesten geöffnete Bucht von Messará. Hier am Ausgange der gleichnamigen Ebene befindet sich auch der einzige flache Ufersaum von grösserer Ausdehnung, den die im übrigen schwer zugängliche Südküste Kretas besitzt, während auf der Nordseite in den erwähnten Golfen und Buchten mehr oder minder ausgedehnte, flache, sandige Uferstrecken, die sonst auch hier vorherrschende steile Felsküste unterbrechen. Die Küstenbildung der Schmalseiten endlich gleicht im allgemeinen mehr der Südseite; auch hier, namentlich aber auf der Westseite, sind die Ufer zumeist steil, mehr zerrissen und zerklüftet, als geöffnet und gegliedert.

Kreta würde wegen seiner für die Schiffahrt im allgemeinen wenig günstigen Küstenverhältnisse für seebeherrschende Mächte kein

verlockender Besitz sein, wenn nicht die Sudabai wäre. Sie gehört zu den wichtigsten Häfen des Mittelmeeres. Der etwa 15 *km* tiefe Golf wird durch ein Kap, heute Kalámi genannt, das in der Mitte des südlichen Ufers vorspringt, in zwei Hälften geteilt, während gerade gegenüber die erwähnten beiden kleinen Eilande liegen, so dass nur eine $1^1/_2$ *km* breite Wasserstrasse dazwischen frei bleibt. Der innere Teil des Golfes hat die Form einer Ellipse, ist etwa 22 *qkm* gross und von bedeutender Tiefe (bis 123 Faden), ein herrliches Wasserbecken, in dem die grössten modernen Kriegsschiffe, ja ganze Flotten ausreichend Platz und bei jeder Witterung vollkommen Schutz finden. Denn auf der Nord- und Nordwestseite erhebt sich wie eine hohe schützende Wand die Steilküste von Akrotiri, und im Süden steigt über der Mitte der Bai das Maláxagebirge überaus schroff bis zu 623 *m* Höhe auf, während der Ostwind sich an Kap Drápano und den Sudainseln bricht. Allerdings sind deshalb auch die Ufer der Bai im Norden und Süden felsig und steil, aber an der Südwestseite schliesst sich die schöne und fruchtbare Ebene von Chanía an.

Durch Entwaldung ist die Bodenbeschaffenheit schwer geschädigt, die Humusdecke ist zerstört, zwei Drittel des Landes sind öde, dürre Steinflächen. Von Mitte März bis Mitte Oktober kommen in Kreta niemals andauernde Niederschläge vor, und zwischen Mai und September gehört Regen zu den grössten Seltenheiten. In den Wintermonaten dagegen ist das Umgekehrte der Fall. Anfang November 1884 hat Verf. selbst im mittlern Teile der Insel Regengüsse von erstaunlicher Dauer und Heftigkeit erlebt. Nachdem bereits Ende Oktober wiederholt Niederschläge stattgefunden hatten, die man bei uns als Wolkenbrüche bezeichnet haben würde, begann es am 7. November vormittags zu regnen und regnete fast ohne Unterbrechung, meistens in Strömen, bis zum 12. November nachmittags, mehr als 120 Stunden lang! Vielfach stürzten die Häuser ein, die Olivenernte wurde schwer geschädigt, ganze Berghalden gerieten in Bewegung, und weithin war die See von den Erdmassen getrübt, welche die zu Strömen angeschwollenen Flüsschen und Bäche ins Meer führten. Die ältesten Leute erinnerten sich allerdings nicht, eine solche »Sintflut« erlebt zu haben, aber andauernde Regen sind doch auf Kreta im Winter keine Seltenheit.

Für die Oberfläche freilich ist diese Feuchtigkeit zumeist verloren, weil das Wasser entweder innerhalb einiger Stunden abfliesst oder in dem verkarsteten Kalk verschwindet. Nur im Tertiärgebiete und namentlich in den Westbezirken Enneachoria und Selynon, wo der Boden aus Talkschiefer besteht, ist es besser. Sonst sind die kretischen mit dem Quellenreichtume unserer Gebirge auch nicht entfernt zu vergleichen, und allein dem Umstande, dass im Hochgebirge der Schnee bis in den Sommer hinein liegen bleibt, ist es zu verdanken, dass manche Quelle nicht gänzlich versiegt, und manches Flüsschen nicht gänzlich austrocknet, dass Äcker und Fruchtgärten, die sonst verdursten würden, bewässert werden können.«

Die griechischen Inseln des Ägäischen Meeres schildert auf Grundlage eigener Anschauung Prof. A. Philippson[1]). »Ein gebirgiges Festland, das noch in junger geologischer Vergangenheit, noch im Pliozän, an der Stelle des jetzigen Ägäischen Meeres Klein-Asien und Griechenland verband, ist hier in Brüchen zertrümmert und in die Tiefe gesunken. Indem das Meer dieses zerbrochene und gesunkene Gebirgsland überspülte, machte es die tiefen Einbrüche zu Meeresbecken, die Senken und Thäler zu Golfen und Buchten, die Höhenzüge und Gipfel zu Halbinseln und Inseln und schuf so aus einem Gebirgslande den reichgegliederten Archipel. Die Inseln dieses Meeres sind also die Gipfel eines versunkenen Gebirges.

Welcher Art und welchen Baues war dieses Gebirge? Das ist eine wichtige, aber bisher noch sehr wenig geklärte Frage, deren Lösung uns erst Aufschluss geben wird über den Zusammenhang der griechischen und kleinasiatischen Gebirge und uns damit überhaupt erst dem Verständnisse des geologischen Baues dieser Länder näher bringen wird. Wir sehen die Faltengebirge Griechenlands mit östlichem Streichen an der Westküste des Ägäischen Meeres abbrechen; wir sehen andere gefaltete Gebirge mit nördlichem bis nordöstlichem Streichen die Westseite Klein-Asiens erfüllen. In welcher Weise verbanden sich einst diese Gebirge über die Stelle des Ägäischen Meeres hinweg miteinander?

Werfen wir zunächst einen Blick auf die Anordnung der Höhen und Tiefen, der Inseln und Becken in diesem zertrümmerten und versunkenen Gebiete des Ägäischen Meeres, wie sie sich auf der (vom Verf.) nach den Tiefenmessungen der Britischen Admiralität und der jüngsten österreichischen Expedition zur Erforschung des östlichen Mittelmeeres gezeichneten Karte darstellen.

Wir sehen da zunächst an der Nordküste, die im östlichen Teile, in Thrakien, einfach, im westlichen Teile, in Makedonien, durch die Halbinsel Chalkidike ungemein unregelmässig gestaltet ist, einen Flachseeboden, auf dem die beiden thrakischen Inseln, Thasos und Samothrake, abgegliederte Stücke des benachbarten thrakischen Festlandes, aufsitzen. Dann folgt eine bis über 1000 *m* tiefe, von SW nach NO gestreckte Rinne: das nordägäische Tiefbecken. Jenseits desselben erstreckt sich vom Ausgange des Hellespontes ein Flachseeboden nach W vor mit den Inseln Imbros, Lemnos, Hagiostrati und Tenedos, die wir als hellespontische Inselgruppe bezeichnen können, und die ihrer Lage und Natur nach, ebenso wie die Halbinsel von Gallipoli, mehr zu Klein-Asien als zu Thrakien gehören. Demgegenüber läuft von der Südostspitze Thessaliens eine schmale, mit einer Inselreihe, der Skópelos-Gruppe, besetzte Schwelle nach NO. Zwischen beiden führt eine Pforte in ein verhältnismässig weites, zusammenhängendes, mässig tiefes Becken, das wir

[1]) Verhandlgn. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin 1897. **24.** p. 264 u. ff.

als das mittelägäische bezeichnen können. An ihm liegt im W die lange Küsteninsel Euböa, im O die Küsteninseln Lesbos und Chios. Der im nördlichen Teile 200—500, im südlichen Teile 500—1000 *m* tiefe Boden des Beckens zeigt unregelmässige Vertiefungen (einige über 1000 *m* tief) und Erhöhungen: die Inseln Skyros, Psará und einige kleine Klippen sowie mehrere unterseeische Bänke erheben sich mitten aus dem Becken.

Den südlichen Abschluss dieses Beckens bildet ein bis 150 *km* breites, von zahllosen Inseln besetztes Plateau von weniger als 500 *m* Meerestiefe, das sich in einem nach N geöffneten Bogen von Attika und Euböa nach Klein-Asien hinüber erstreckt. Auf diesem Plateau liegt der Inselschwarm der Kykladen und Sporaden, zwei Gruppen, die von Natur eng verbunden, nur durch einen ziemlich schmalen, inselarmen, aber nicht inselfreien Meeresstreifen äusserlich geschieden werden. Nur in diesem Streifen, den man als Grenze zwischen Europa und Asien ansieht, sinkt der Meeresboden stellenweise über 500 *m* hinab.

Nun folgt im S das ebenfalls halbmondförmig gekrümmte südägäische Tiefbecken, das sogar Tiefen über 2000 *m*, aber auch einige vereinzelte Eilande aufweist, dann der grosse Inselbogen Kythira — Kreta — Rhodos, der, von Griechenland bis Klein-Asien reichend, den Abschluss des Ägäischen Meeres gegen das offene Mittelmeer bildet. Grosse zusammenhängende, 3000—4000 *m* betragende Tiefen treten von S her dicht an den Inselbogen heran. Dieser Inselbogen liegt zwar auf einer gemeinsamen Bodenschwelle, die aber zwischen den einzelnen Inseln Tiefen von mehr als 500 *m* aufweist.

Zwischen mehrern grossen, von unregelmässigen Vertiefungen durchsetzten Becken, aus denen sich auch einige isolierte Inseln erheben, verlaufen also drei grosse mit Inseln besetzte Bodenschwellen von Griechenland nach Klein-Asien hinüber. Es fragt sich aber, ob diese Bodenschwellen Gebirgszügen des Faltengebirges entsprechen, oder ob sie in ihrem Verlaufe nur durch die unregelmässigen Einbrüche bedingte und aus dem Faltengebirge ausgeschnittene Stücke darstellen, in sich also aus Teilen verschiedener Gebirgszonen bestehen, die in ihrem Verlaufe nicht mit demjenigen der Bodenschwellen und Inselreihen übereinstimmen.«

Über diese Frage äussert sich Prof. Philippson wie folgt: »Wir wissen, dass die krystallinischen Gebirge Thessaliens im Bogen nach der Chalkidike und Thrakien fortsetzen, und dass auch die beiden thrakischen Inseln Thasos und Samothrake der grossen krystallinischen Masse angehören, welche die ganze östliche Balkanhalbinsel südlich vom Balkan einnimmt. Wir wissen, dass die Kreideketten des östlichen Mittel-Griechenlands im Bogen nach O streichen, sich dann auf Euböa vor der krystallinischen Masse Attikas und Süd-Euböas nach NO wenden. Nun sehen wir aber, dass sie sich nicht etwa mit der gleichen Richtung in das Ägäische Meer fortsetzen,

sondern dass sie sich in Skyros und der Skópelosgruppe nach N wenden. Sie können also mit dieser Richtung keineswegs Klein-Asien erreichen, sondern scheinen gegen den Athos hin zu verlaufen. Merkwürdigerweise tritt auf Lemnos ein Stück eines östlich streichenden Schiefergebirges auf, das wir noch nicht unterzubringen wissen.

Die Faltenzüge, die nach SSO durch den mittlern Peloponnes streichen, finden unzweifelhaft ihre Fortsetzung in dem Inselbogen von Kreta und erreichen Klein-Asien mit NO-Streichen in Lykien. Zwischen ihnen und jenen nach N abgelenkten Faltenketten Mittel-Griechenlands breitet sich nun die grosse krystallinische Masse der Kykladen, Attikas und Euböas aus, ein fester Keil, um den sich jene beiden Faltenzüge teilen. Wie weit sich diese krystallinische Masse nach N erstreckt, wissen wir nicht genau, da die Zusammensetzung der Inseln H. Strati und Psara unbekannt ist. Im S findet sie ihre Grenze in der sedimentären Faltenkette von Amorgós, die wahrscheinlich an der Westküste Klein-Asiens ihre Fortsetzung findet, indem sie sich ebenfalls nach N umbeugt. Diese Westseite Klein-Asiens ist, soweit man sie bisher untersucht hat, von gefaltetem Gebirge aus krystallinischen, paläozoischen, Kreide- und Eozänschichten aufgebaut, die sämtlich N bis NO streichen. Sie sind durch jene krystallinische Masse des Ägäischen Meeres, die in vieler Beziehung an die alte tyrrhenische Masse erinnert, von dem griechischen Faltengebirge getrennt und haben mit diesem nur im S derselben unmittelbar zusammengehangen.«

St. Helena. Auf Grund seiner Untersuchungen schildert Dr. P. Grosser die Entstehung und Bildung dieser Insel[1]). »Als aus dem tiefen Grunde des Meeres emporwachsend die Insel auftauchte, wurden aus ihrem Krater die grossen Mengen loser Auswurfsmassen und die wenigen Lavaströme gefördert, welche jetzt tief im Sandy-Bay-Kessel aufgeschlossen liegen. Erst nachdem sie einige hundert Meter den Meeresspiegel überragte, begann eine ruhigere vulkanische Thätigkeit, vermöge welcher im Laufe langer Zeiten unzählige Lavadecken sich nach allen Seiten hin ausbreiteten. Wahrscheinlich waren an den Flanken des Berges parasitische Kratere, z. B. am High Knoll, um welche die Laven des Hauptkraters herumflossen, und deren lose Auswurfsmassen (event. auch Laven) allmählich ganz bedeckt wurden. Man kann sich die damalige Form der Insel im ganzen als eine leicht gewölbte Kuppe vorstellen mit radialen, teils durch die einzelnen Lavaströme, teils durch Erosion gebildeten Rillen, deren Existenz durch ein schönes Beispiel im Jamesthale belegt wird, wo man ein altes Thalbett mit losen und festen Auswurfsmassen erfüllt unterhalb Briars aufgeschlossen findet.

[1]) Gaea 1897. p. 82 u. ff.

Ausser dem einen bezeichneten Hauptvulkane existierte ein zweiter kleinerer im NO. Das Innere, der ältere Teil dieses Vulkanes, ist ebenfalls aus losen Massen, und zwar in einem auffallenden Durcheinander aufgebaut. Die Laven, welche dies bedecken, sind im N, am Barn und Flagstaff Hill, im Gegensatze zu den übrigen Inselteilen mit dem steilen Gefälle von rund 25° hinabgeflossen, für dessen Erklärung viele Hypothesen, aber keine Beweise möglich sind.

Wie dieser Kraterberg von unzähligen Gängen durchsetzt wurde, so auch der Hauptvulkan. An den Aussenseiten desselben sind sie naturgemäss seltener, sei es, dass sie parasitische Kratere speisten, sei es, dass sie garnicht bis zur Oberfläche drangen. Um die Achse herum bilden sie dagegen ein grosses Gewirre, die Kanäle, welche das feurigflüssige Innere mit dem Krater verbanden. Sie sind aber nicht, wie Reyer in seiner klassischen Arbeit von den Euganeen beschrieben hat, radial um die Achse angeordnet, sondern von mehr oder weniger parallelem, nordöstlichem Verlaufe, dem auch die Anordnung vom Hauptkrater und dem nordöstlich davon gelegenen entspricht. Ob diese im kleinen beobachtete Richtung grössere Schlussfolgerungen bezüglich der Lage St. Helenas und der Inseln des Golfes von Guinea bis zum Kamerunberge erlaubt, ist mindestens von dem Verlaufe der Gänge dort abhängig. Jedenfalls steht aber fest, dass sich im Baue St. Helenas keine Beziehungen zu dem benachbarten Aszension auffinden lassen.

Eine interessante Thatsache ist die, dass die vulkanische Thätigkeit St. Helenas aufhörte, als in der Beschaffenheit des Magmas eine tiefgreifende Änderung vor sich ging. War dasselbe im grossen und ganzen basaltisch, so wurde es am Schlusse trachytisch. Von dieser Periode sind nur wenige, aber meist sehr mächtige Gänge erhalten. Der wichtigste davon, in der Form eines gewaltigen Gangstockes, ist der Scott Hill, der sich als die Halskuppe, als der am Kraterboden eingefrorene Stiel herausstellt. Er und alle ihn umgebenden, überall nach aussen abfallenden Schichten zeigen weiter das Interessante, dass der Krater von dem frühesten Alter seiner Thätigkeit, in das wir einen Einblick haben, bis zum Erlöschen des Vulkans, stets auf derselben Stelle war.

Heute ist von vulkanischen Äusserungen nichts mehr zu merken. Von dem einst hohen feuerspeienden Berge sind gewaltige Massen abgetragen, in seine Oberfläche tiefe Furchen eingeschnitten, an seiner Küste haben die brandenden Wellen genagt. Im Sandy-Bay-Kessel sehen wir tief in sein Inneres, lesen wir am deutlichsten seine Geschichte. Ob diese Caldera ausschliesslich ein Produkt der entblössenden Macht des Wassers ist, ob andere Kräfte die Zerstörung eines grossen Teiles der Südhälfte des Vulkans und die Aushöhlung des Sandy-Bay-Kessels eingeleitet haben, ist schwer zu sagen. Die Wände des letztern, mit treppenförmigen Vorsprüngen an der Grenze verschiedener Schichten, zeigen jedenfalls sehr mächtige Erosionswirkungen an.«

Die Korallenriffe der samoanischen Küste sind von Dr. A. Krämer untersucht worden[1]). Die Samoainseln liegen zwischen 168° und 173° westl. L. und $13^1/_2$ bis $14^1/_2$° südl. Br. Sie bilden eine Inselreihe, welche von NNW nach OSO zieht und aus fünf Teilen besteht: Savai'i, Upolu, Tutuila, Manu'a und Rose-Atoll. Sie nehmen von W nach O an Höhe und Grösse ab. Das ganze Gebiet beträgt 2787 *qkm*, wovon 1707 allein auf Savai'i entfallen. Ganz aus vulkanischem Gesteine bestehend, sind diese Inseln vom Strande bis zu den höchsten Bergspitzen (ca. 1600 *m*) mit üppigem Grün bedeckt, so dass sie vom Meere aus einen überaus lieblichen Anblick gewähren.

Der Beschreibung und Benennung der samoanischen Riffe legt Dr. Krämer eine Unterscheidung von fünf Riffarten zu grunde, die er in folgender Weise beschreibt.

a) Korallenbank, bei den Engländern patch oder shoal, Kegelriff, bei Walther »pelagisches Riff« genannt, bei Ortmann »Flachseeriff«, ist ein isolierter Korallenfelsen, oft nur wenige Fuss im Durchmesser haltend, säulenförmig, welcher im stillen Hafenwasser meist nur da gedeiht, wo eine grössere Riffanlage wegen der Sandabfuhr der Strandriffe unmöglich ist. Baumförmig emporwachsend und sich ausbreitend, nach oben zusammenstossend und verklebend, sind diese im allgemeinen die Bildner jeglicher Riffanlage. In See kann eine kleine Bank die Oberfläche nie erreichen; sie bleibt daselbst stets mindestens 2 *m* unter derselben. Im Hafen kommt sie bei mittel Niedrigwasser nur dann zur Luft, wenn sie noch von geringer Dünung bespült wird. Grössere Bänke und Schuttflächen können, wenn im Schutze der Küste gelegen, als Barrieren aufgefasst werden, in offner See sind sie als kleine unvollkommene, versandete Atolle zu betrachten. Hafenbänke sind an zahlreichen Orten bemerkt und beschrieben worden. So schreibt Heilprin über die Riffe im kalifornischen Meerbusen bei Vera Cruz: »Die Riffe gehören offenbar zu jener Gruppe, welche Darwin erkannte als aufgebaut auf Haufen oder Betten von Sedimenten »liegend ein wenig unter der Oberfläche und geeignet, als Basis für Korallenwachstum zu dienen«, eine Klasse von Riffen, welche die Gegner der Darwinschen Theorie, als im Widerspruch mit dieser stehend, ausgeben. Sie sind gemäss einer strikten Klassifikation weder Atolle, Barrieren- noch Strandriffe und mögen als eine vierte Klasse, vielleicht mit Vorteil Patch-Riffe benannt werden.«

Darwin sagt ferner von ihnen: »Riffe kommen auch um submarine Sedimentbänke und Felsen vor, und andere sind ganz unregelmässig an Orten ausgestreut, wo die See sehr flach ist; diese sind in den meisten Fällen den Strandriffen zugehörig, aber sind von geringem Interesse.«

---

[1]) Über den Bau der Korallenriffe und die Planktonverteilung an der samoanischen Küste nebst vergleichenden Bemerkungen von Dr. A. Krämer. Kiel 1897.

Beispiele im Apiahafen, namentlich östlich bei Matautu, vor allem auch im Saluafata-Hafen, in der Riffpassage beim Orte Saluafata.

b) Das Saumriff. Typisch tritt das Saumriff in Häfen, resp. Buchten mit Steilküste auf. Es ist daselbst nur wenige Meter breit, springt balkonartig vom felsigen Ufer aus vor und säumt in dieser Weise solche Häfen ein. Betreffs des zu Lufttretens gilt dasselbe wie bei der Korallenbank. Je stiller das Hafenwasser oder je mehr der Brandung ausgesetzt, um so weniger tritt es zur Luft. Auch hier ist eine leichte Dünung die Bedingung dafür. Im Innersten des Hafens pflegt das Saumriff ganz auszusetzen oder wenigstens in Bänke aufgelöst zu sein. Gegen die See zu entschwindet der Rand allmählich den Blicken, indem das Riff der Brandung halber gleich den Korallenbänken nur in Tiefe von einigen Metern unter der Oberfläche zu gedeihen vermag. Das Saumriff stimmt im Baue genau mit der Leeseite der Strandriffe überein, vor allem betreffs des steilen Abfalles, der Beschaffenheit der Leekante und des Mangels der Plattform und des Schuttkegels.

Beispiele im Hafen von Fangaloa und Pango-Pango.

c) Das Strandriff. Fringing reef, shore reef, auch Küstenriff genannt, ist ein Korallenriff, welches im Laufe seiner Entstehung einen sekundären Strand gebildet hat und auf diesen gestützt seinen Aufbau bewirkte. Bedingung für die Bildung eines Strandriffes ist eine Küste mit geringem Gefälle und einigermassen gleichmässigem Abfalle. Je nach der Beschaffenheit der Küste kann ein Saumriff, ein Strandriff oder ein Barrierenriff sich ausbilden; das typische Strandriff ist für sich allein charakterisiert durch die Bildung eines Sandstrandes, von dem aus man zu Fuss bei Niedrigwasser bis zur Riffkante wandern kann, ohne viel über die Knie in das Wasser zu geraten. Deshalb sollte der Name »Strandriff« hierfür beibehalten werden. Wie schon erwähnt, zeigt die Leeseite, welche meist hafenbildend wirkt, und die Luvseite, welche dem offenen Meere zu liegt, bestimmte Unterschiede. Das grosse Aanariff, die Riffe von Matautu und von Saluafata sind die klassischen Strandriffe an der Nordküste Upolus. Sie erreichen in Samoa die grösste ununterbrochene Flächenausdehnung unter den Riffformen.

d) Das Barrierenriff, barrier-reef, auch Dammriff und Kanalriff genannt, ist gewöhnlich eine Kombination von einer Barriere und einem Strand- oder Saumriffe, welche voneinander durch einen tiefen Kanal getrennt sind. Je nachdem die Barriere auf einer Seite mit dem Strandriffe zusammenhängt oder vollständig isoliert ist, kann man peninsulare oder insulare Barriere unterscheiden. Bedingung für die Entstehung der Barriere ist der Schutz der Küste, also das nur einseitige Einwirken der Brandung. Im Rücken der Barriere muss Stillwasser sein. In Samoa sind von insularen Barrieren nur kleine vorhanden, z. B. bei Vailele, bei Saluafata, Falealili und Safata. Es ist oft schwer, zwischen Barriere und Korallenbank zu

unterscheiden, ebenso wie es oft schwierig ist zu sagen, was noch ein Felsenriff, und was eine Insel ist. Der Untergrund für Barrierenriffe wird durch Bodenschwellen geliefert, welche den Küsten vorgelagert sind und eine der Stärke der See proportionale Breite haben müssen. Die Barrieren sind in gewissem Sinne unvollständige Atolle, Sektoren von diesen.

e) Die Atolle, Kranzriffe, atolls, encircling reefs, lagoon-islands sind die eigenartigsten Ozeanbildungen, welche am meisten dazu beigetragen haben, die Riffforschung zu verwirren. Hauptsächlich sind zwei Arten zu unterscheiden, welche nicht allein topographisch, sondern auch genetisch übereinstimmen, tieflagunige und flachlagunige. Während nämlich letztere auf submarinen Bergkuppen entstehen und deshalb die Lagune, je nach Grösse und Untergrund, mehr oder weniger versandet, können letztere nur auf submarinen Kratern entstanden sein, deren spezifische Entstehung zu erörtern bleibt Kleinere Atolle können vollständig geschlossen sein, grössere führen immer mindestens eine Unterbrechung. Auch die Beschaffenheit der Lagune zeigt noch weitere Unterschiede, indem dieselbe entweder einen vollständigen Kessel darstellt oder durch Korallenbänke oder Bodenerhebungen Variationen erhält. Durch die Verschiedenheit der äussern Kontur ferner wird eine merkwürdige Mannigfaltigkeit dieser Riffbildungen hervorgerufen, welche nur durch die Tektonik des Untergrundes erklärt werden kann. Diese Tektonik, die lokale Bodenbeschaffenheit, die periodische Versandung und Sandabfuhr sind die massgebenden Faktoren für die Gestaltung und Erhaltung der Riffformen.

In Samoa ist nur ein Atoll, das erwähnte Rose-Atoll am Ostende des Archipels.

Ein Atoll, dessen Lagune allmählich von oben her zuwächst und dadurch in drei Teile geteilt ist, ist das Palmyra-Atoll (6° nördl. Br. 120° westl. L.), ein Zeichen dafür, dass ausgiebiges Korallenwachstum auch in der Lagune von Atollen stattfinden kann.«

Dr. Krämer schildert nun die örtliche Verteilung der Riffe an den einzelnen Inseln der Samoa-Gruppe, die er mit Ausnahme des Rose-Atolls sämtlich untersucht hat. Die östlichste Spitze der Samoainseln bildet ein echtes Atoll, die mittlere Gruppe zeigt Anlagen von Barrierenriffen, der Westen Strand-(Küsten-)riffe, und die westliche Insel ist nahezu ohne eigentliches Riff.

Es wird nun die Entstehung eines Strandriffes genauer geschildert, wobei Dr. Krämer auf grund seiner Untersuchungen der allgemeinen Annahme, dass die Korallenpolypen der Brandung zu oder in derselben am besten gedeihen, entgegentritt. Er beschreibt dann im einzelnen den Aufbau eines samoanischen Strandriffes. Auf dem Boden des Meeres wandernd gegen die Küste hin, würde man zuerst über den Sandgrund, den Talus, steigen, dann über lebende Korallen treppenförmig auf den Fuss hinauf zur Riffkante. Dann auf sanft geneigtem, festem Korallenfels hinauf zur Plattform, über diese (und

den Schuttkegel) zur Lagune, erst über die grosse, sanftgeneigte Sandfläche, dann durch den schmalen Strandkanal zum Sandstrande.

Das Strandriff in seiner vollen Ausbildung besteht aus ganz bestimmten Bestandteilen, die bei den andern Riffformen nur teilweise vorkommen. Als neu kommen bei den Barrieren und Atollen die tiefen Kanäle und Lagunen hinzu.

»Die Korallenbänke sind die Bildner jeder Riffform, indem durch ihr Zusammenwachsen das anstehende Riff gebildet wird.

Das Saumriff ist gleich der Leekante eines Strandriffes, es kann alles im Miniaturmassstabe vorhanden sein; meist jedoch fehlt die Plattform und die Lagune.

Die Barriere besitzt eine Plattform. An Stelle der Lagune ist jedoch der Barrierenkanal vorhanden. Innerhalb der Barriere können Korallenbänke, Saumriffe und Strandriffleekanten vorhanden sein, wofür die Tektonik des Landes massgebend ist.

Das Atoll endlich entbehrt wie die Barriere des Sandstrandes. Eine Strandrifflagune kann andeutungsweise vorhanden sein, dann ist das Atoll eben ein Strandriff ohne Strand. Meist jedoch ist die Atolllagune tief, dann ist sie identisch mit dem Barrierenkanale.

Die Plattformbildung ist bei den Atollen am stärksten vorhanden, da die in freier See gelegenen Wind und Wetter am meisten preisgegeben sind.«

In zusammenfassender Darstellung verbreitet sich Dr. Krämer über die Bedingungen für das Riffwachstum. Was die Tiefengrenze desselben anbelangt, so liegt sie zwischen 15 und 20 *m*, was die Dicke der Riffe anbelangt, so sind darüber die Ansichten sehr verschieden. Was die Brandung und starke Strömung betrifft, so glaubten Ehrenberg und Darwin, dass die Korallen die Brandung zu lieben scheinen, und derselben Meinung war Dana. Guppy und andere sind entgegengesetzter Meinung, und auch Dr. Krämer sagt: »Einen Beweis dafür, dass in den wirklichen Brechern die Korallen nicht bestehen können, habe ich schon bei der Besprechung der Saumriffe gebracht. Ich deutete darauf hin, dass sie im Hafen überall vorhanden sind, aber der See zu, an der Steilküste mehr und mehr verschwinden, nur weil daselbst der Untergrund die Ausbildung eines Fusses nicht gestattet. Ganz fehlen sie indessen auch hier nicht, indem sie, unsichtbar dem Auge, einige Meter unter der Brandungslinie die steile Wand umsäumen. Dafür ist in Samoa ein Beispiel durch den Korallenstrand in der Bucht von Solosolo erbracht, wo in der Nähe keine Korallenbildung sichtbar ist. Ausserdem erinnere ich hier an die Beobachtung Walther's am Râs Mohammed, wo ein 5—8 *m* breites Saumriff 1—2 *m* unter Wasser liegt.«

Aber nicht allein die Brandung ist nachteilig für die zartgefügten Anthozoen, auch ein starker anhaltender Strom wirkt wachstumbehindernd. Verf. führt hier nur die Angaben Semper's von den Philippinen an:

»Beide Ufer des Kanales sind gebildet von Korallen, die aber doch an der Nordseite, also an der Küste von Malaunari am stärksten entwickelt sind. Es sind die gewöhnlichen riffbauenden Arten, Astraeen, Porites, Madreporen u. s. w. Nun besitzen diese, wie alle grössere Blöcke bildenden Arten, die Tendenz, nach allen Richtungen hin sich auszubreiten; hier aber tritt ihnen der starke, sie tangierende Strom hindernd entgegen, welcher, wie schon bemerkt, die grösste Zeit des Jahres konstant in einer Richtung durch den Kanal fliesst. Wäre er schwächer als die Wachstumsstärke der Korallen ist, so würden diese den Widerstand leicht überwinden; er ist aber vielmehr stark genug, sie zu völlig vertikalem Wachstume zu zwingen. So ist das Riff namentlich an der Seite von Malaunari nur wenige Schritte breit, aber dann stürzt es völlig senkrecht in die allerdings nicht bedeutende Tiefe ab.«

Auch von Möbius führt Verf. hier eine Angabe an vom Fouquetriff auf den Seychellen:

»Diese starke Strömung reinigt offenbar fortwährend den Kanal zwischen den Küstenriffen und dem Dammriffe von den Schlammmassen, welche die Flüsse vom Lande her in ihn hineintragen, und die Wogen vom Aussenriffe her hineinwerfen, und verhindert die Vereinigung des Dammriffes mit der gegenüberliegenden Küste zu einem einzigen Küstenriffe.«

Brandung und Strom sind schlimme Feinde der Korallen, aber sie wissen diesen Fährlichkeiten zu trotzen und die Kraft ihrer Feinde zu schwächen, und wenn nicht neue Feinde sich hinzugesellten, so würden sie in siegreichem Zuge vorwärts dringen.

Der Einfluss der Meeresströmungen als Nahrungsquellen für die Korallen wird von Murray sehr hoch angeschlagen. Seine Theorie gipfelt darin, dass die Atollform entsteht durch das Wachstum der Korallen nach aussen wegen des grössern pelagischen Reichtums der See und nach innen hin die Lagune gebildet wird durch Auflösung des Kalkes im Seewasser. Murray sagt darüber: »Die meisten dieser Organismen leben von der Oberfläche bis zu 100 Faden abwärts; bei warmem Wetter schweben sie nahe der Oberfläche, aber wenn es rauh ist, sind sie einige Faden darunter. Sie werden in den grossen ozeanischen Strömen längs getragen, welche durch die Winde geschaffen sind und, wenn sie ein Korallenriff treffen, versorgen sie die Korallen an der äussern Riffseite mit reichlicher Nahrung. Der Grund, warum die Luvseite eines Riffes lebhafter wächst, scheint dieser reichliche Nahrungszufluss zu sein und nicht die reichere Zufuhr von Sauerstoff, wie allgemein bestätigt wurde. Die Challenger-Untersuchungen zeigten, dass Sauerstoff besonders reich in allen Tiefen vorhanden war, in denen Korallen gedeihen.«

Dagegen bemerkt Dr. Krämer: »Es soll nicht gesagt sein, dass für die Korallen ein Wasserwechsel nicht notwendig wäre. Bei der Unzahl von gierigen Mägen, welche am Abhange eines Korallenriffes zusammengedrängt sind, scheint eine solche notwendig schon

aus hygienischen Gründen. Es wäre ja auch denkbar, dass bei mangelnder Wasserbewegung ein gewisser Nahrungsmangel eintreten könnte, obwohl die lebhaft beweglichen Copepoden überallhin nachdringen, wo eine Leere entsteht. Diese Krebse müssen als ein Hauptnahrungszweig der Korallen angesehen werden, da sie in jedem Planktonfang relativ reichlich vertreten waren, während die übrigen, Planktonkomponenten in Samoa im Verhältnisse zur Zahl der Konsumenten verschwindend gering sind. Und die Copepoden wollen doch auch ernährt sein! Man denke sich nur, dass eine der zahlreichen breiten Madreporenschalen an 100 000 Polypen tragen kann, und 1 *cbm* Seewasser daselbst nur einige tausend Copepoden besitzt. Wenn man auch nicht annehmen darf, dass jeder dieser Polypen täglich etwas zu fressen haben muss (denn es sind ja doch nur viel Mäuler und ein Körper), so bleibt doch die Schwierigkeit, dass mehrere solcher Platten auf 1 *qm* kommen.

Die Strömungen sind für die Meere im wesentlichen nicht mehr als die Winde für die Oberfläche der Erde. Sie beide sorgen für die Wegschaffung der Stoffwechselprodukte, damit keine Stagnation eintrete. Es führen die Winde ebensowenig eine besondere Menge von Sauerstoff mit sich, wie die Ströme eine besondere Menge von Plankton. Wie die grosse Zahl von Köpfen in den Metropolen den Sauerstoff der Luft nicht zu verringern vermögen, so vermögen die wenn auch viel zahlreichern, aber so kleinen Korallenpolypen die ungeheuren Mengen von Plankton, welche der Ozean birgt[1]), merkbar zu dezimieren. Für den Nahrungszuschub leisten die Gezeiten übergenug. Der Ströme des Meeres können wir, für Samoa wenigstens, vollständig entraten.«

Die Frage, ob die riffbildenden Korallen an der Luft rasch absterben, wurde von Darwin bejaht, neuere Untersuchungen von Möbius, Ortmann und Walther haben das Gegenteil erwiesen. Auch Dr. Krämer bestätigt dies. Letzterer macht darauf aufmerksam, dass die Korallen stetig dem Licht entgegenarbeiten, und verweist auf Keller, der in seinem Buche über die Korallen des Roten Meeres sagt: »Im ganzen verlangt die Koralle viel Licht und viel Sauerstoff zu ihrem Gedeihen; in der stürmischen Brandung ist ihr eigentliches Wohnelement. In der obern Wasserschicht, d. h. in einer Tiefe von 3—10 *m*, spielt sich das Leben dieser Geschöpfe ab. Schon in 10—12 *m* Tiefe sind auffallend viel Korallenstöcke abgestorben. Fast alle Arten sind eigentlich lichthungrig, ihre Tiere bauen fast nur in der Richtung der starken Beleuchtung und lassen einen ausgeprägten Heliotropismus erkennen. Es scheint bisher völlig übersehen worden zu sein, dass hier die Ursache liegt, warum die Korallenbank von einem ausgedehnten Höhlensysteme durchzogen

[1]) Nach einer sehr niedrigen Berechnung sind in einer Seemeile Umkreis um das Rose-Atoll gegen 1000 Tonnen (à 1000 *kg*) Copepodenplankton vorhanden.

wird und nicht eine kompakte Masse darstellt. Eine Koralle beginnt zu bauen und breitet sich nach oben möglichst aus. Eine benachbarte Koralle macht es ebenso, und schliesslich erfolgt eine Berührung, während die Basen getrennt sind. Zwei sich erhebende Korallenfelsen verhalten sich ebenso, und schliesslich führt dies zu einer lakunösen Struktur der ganzen Bank.«

»In der That«, sagt Dr. Krämer, »lassen sich an den Leekanten der Riffe zahlreiche Beispiele von Heliotropismus finden. Jeder hat wohl schon die schönen Madreporenrasen gesehen, deren Äste alle gleichförmig wie Kleiderhaken ihre Richtung lichtwärts genommen haben; und noch mehr: betrachtet man die einzelnen Äste, so sieht man, wie alle Polypengehäuse lichtwärts liegen, während an der Gegenkante der Kalk ohne Polyparien ist. An den grossen Madreporenschirmen findet man niemals Polypen an der Unterfläche: alles strebt senkrecht zum Lichte empor. Es ist kein Zweifel, dass die Korallen durch ihren ausgeprägten Heliotropismus die charakteristischen Gestalten der Riffe mit bedingen.

In dieser Beziehung kommt für die Korallen wohl noch ein anderer Faktor in Frage: die Kalkbildung. Murray wies mit Irvine nach, dass der kohlensaure Kalk verschiedener Seetiere aus dem schwefelsauren Kalk des Meerwassers gebildet wird (bei Gegenwart von kohlensaurem Ammoniak), und dass diese Umwandlung in warmem Wasser viel leichter erfolgt als in kaltem. Ob die »Pflanzentiere« dazu nur die Kohlensäure des Stoffwechsels verwenden, oder ob das Cölom auch direkt Kohlensäure, resp. kohlensaures Ammoniak aus dem Meerwasser aufnimmt, ist, soviel ich weiss, noch nicht bekannt. In letzterem Falle würde es sich um eine tierische Assimilation handeln, und es wäre danach leicht zu erklären, warum die riffbildenden Korallen an die obern Zonen gebunden sind, wo die roten Strahlen des Spektrums noch nicht völlig absorbiert sind, an eine Zone, deren untere empfindliche Grenze schon bei 10 *m* Tiefe liegen muss.«

Was die Entstehung der Korallenriffe anbelangt, so war ein Hauptgrund, welcher der Darwin'schen Theorie rasch zur allgemeinen Annahme verhalf, die Erklärung der wunderbaren Form der Atolle, eine Erklärung, welche die sehr hypothetische Annahme unterseeischer Krater unnötig macht. Indessen muss man nicht in den entgegengesetzten Fehler verfallen und einen Zusammenhang der Atolle mit vulkanischen Gebieten leugnen, denn, wie Dr. Krämer betont, sind Atolle mit tiefen Lagunen bis jetzt nur in vulkanischen Gebieten beobachtet worden. Sehr treffend erinnert er an Agassiz Ausspruch: »Nirgend finden wir bessere Beispiele von Bildung submariner Bänke in Verbindung mit Vulkanen als in Westindien. Eine grosse Zahl von Gipfeln vulkanischen Ursprunges sind nahezu bis zur Meeresoberfläche erhoben und dienen als Grund grosser submariner Bänke. Es ist wohl auch bekannt, dass die Challenger- und Tuscarora-Lotungen eine Zahl submariner Erhebungen ergeben haben, bedeckt

mit Depositen von Pteropoden- und Globigerinenschlamm, ausgedehnte Bänke bildend, welche den Grund für Barrieren und Atolle lieferten, während das vulkanische Substratum vollständig verborgen ist.«

Dr. Krämer stellt nun geradezu submarine Vulkane und Geysirfelder als Bildner des Untergrundes für Atolle dar. »Es darf sonder Zweifel«, sagt er, »angenommen werden, dass in der tertiären und posttertiären Zeit die vulkanische Thätigkeit gerade in der Südsee sehr ausgebreitet und ergiebig gewesen ist; allmählich hat seit dieser Zeit ein Erlöschen der Thätigkeit stattgefunden, welche heute nur noch an einzelnen Stellen und verhältnismässig schwach vorhanden ist. Immerhin besitzen wir in der Südsee noch alle Abstufungen, von den Lavaergüssen in Hawaii bis zu den Warmwasserquellen und zur Solfatarenthätigkeit an den verschiedensten Orten.

Insbesondere fehlt es aber nicht an zahlreichen Beweisen von Auswürfen von Asche und Sand, worunter uns der Manu'a-Ausbruch und die Entstehung des Falcon-Island besonders interessieren (Tarawera, Krakatau u. s. w.). Bei ersterem (Manu'a) flogen, trotzdem der Krater nachher ca. 100 *m* tief unter der Oberfläche befunden wurde, die Steine viele 100 *m* hoch in die Lüfte empor; noch lehrreicher ist das plötzlich entstandene, ganz aus Asche zusammengesetzte Falcon-Island, das trotz einer Höhe von etwa 50 *m* und fortdauernder Thätigkeit allmählich wieder weggewaschen wird, ähnlich Ferdinandea im Mittelmeere.

Diese isolierten Paroxysmen sind natürlich schwache Belege gegenüber solch' grossen Atollgebieten. Man muss aber doch bedenken, dass die vulkanische Thätigkeit der Erde jetzt in den Todeszügen liegt, und dass die geologische Zeit der vollkommenen Ruhe nicht mehr allzuweit entfernt ist. Die Erde altert.

Immerhin hat man aber an einzelnen Stellen und gerade in der Südsee noch Beispiele, wie solch ein lokal vulkanisches Gebiet beschaffen war, nämlich Neu-Seeland. Die daselbst vorhandene vulkanische Spalte, welche in einer Länge von 150 Seemeilen (ca. 250 *km*) vom Vulkane Tongariro bis zur Whakariinsel in der Bay of Plenty von SW nach NO zieht und durch Hochstetter's Beschreibung (»Neu-Seeland«) so berühmt geworden ist, ist ein Überbleibsel aus jener wildvulkanischen Zeit. Gegen 100 Stellen sind heute noch vorhanden, wo der Dampf und das heisse Wasser dem Boden entströmt, zu schweigen von den unzähligen kleinen Dampflöchern und Mofetten. Meist liegen diese Stellen und Löcher zu einzelnen Gruppen vereint, wie beim Geysirfelde von Whakarewarewa, von Tikitere, Waiotapu, Orakeikorako, Wairakei, Taupo, Tokaano u. s. w. Der Ausbruch des Tarawera-Berges, durch den im Jahre 1886 die weltberühmten Terrassen am Rotomahana zerstört wurden, und die des Tongariro (Ngauruhoe und Ruapehu) sind noch in frischer Erinnerung. Auf einer Tour in dieses Gebiet habe ich aber auch überall gesehen, wie diese Stellen eingeengt worden sind, und wie ausgedehnt diese Thätig-

keit früher gewesen sein muss. Ich habe auch daselbst gehört und gelesen, dass zwischen dem thätigen Krater der Whakariinsel und dem Festlande (in der Richtung der Spalte) mehrere Quellen submarin beobachtet worden sind.

Man denke sich nur ein solches vulkanisches Feld submarin, auf einem Plateau, wie z. B. dasjenige, welches von Samoa nach NW läuft, und die Ellice-, Gilbert-, Marshall- und weiterhin die Karolinen-Inseln trägt. Die Lavaergüsse, welche dieses Plateau gebildet haben, sind versiegt; Asche, Erden u. s. w. werden stetig in die Höhe getragen, breiten sich im Wasser baumförmig aus, um dann nach den Seiten sich abzusetzen. Neben den Vulkanen die zahlreichen Solfataren und Geysir, welche, durch den Druck der überlagernden Wassermasse direkt von oben gespeist, eine besonders ausgiebige Thätigkeit entfaltet haben müssen.«

Die speziellen Ausführungen Dr. Krämer's können hier keinen Platz finden, wir müssen uns begnügen, die von ihm an der Hand der samoanischen Küstenriffe gewonnenen Schlüsse in der von ihm gegebenen Zusammenfassung hier wiederzugeben, und im übrigen auf das Werk selbst verweisen:

1. Die Bildung der verschiedenen Formen der Korallenriffe wird erklärt durch die Tektonik des Untergrundes in Beziehung zur Tektonik der Küste.
2. Der Untergrund der Atolle wird gebildet durch unterseeische Bergkuppen (ausgefüllte Atolle) oder submarine Krater (tieflagunige).
3. Die Krater können so beschaffen sein, wie die oberirdischen; in den meisten Fällen handelte es sich indessen wahrscheinlich um submarine Geysirfelder und Vulkane, deren Sediment durch die Meeres- und Gezeitenströmungen angeordnet wurde.
4. Die merkwürdige Form der Atolle erklärt sich aus der Anordnung der heissen Quellen und Auswurfsstellen und aus der wechselnden Einwirkung der Ströme.
5. Das Wachstum der Korallen ist der See zu, d. h. in der Brandung mehr behindert als im stillen Wasser.
6. Das Plankton der Tropen ist ärmer als das der gemässigten Zone, ebenso ist im Hafen mehr Plankton als in der offenen See.
7. Das Vordringen der Riffkante gegen die See geschieht mittels des Fusses. Die Breite dieses Fusses ist proportional der Stärke der auf die Riffkante stehenden See.
8. Die Tiefengrenze der Riffe wird bedingt durch den starken Heliotropismus der Anthozoen. Als die Tiefengrenze ist im allgemeinen die von 15 *m* anzusehen. Im Hafen wirkt der abgeführte Lagunensand modifizierend.
9. Die Nahrung ist innerhalb der Korallenriffe in reichlicherem Masse vorhanden als ausserhalb derselben.

Die Insel Sansibar ist von Dr. O. Baumann 1895—1896 durchforscht und geschildert worden[1]). Die Insel hat eine grösste Länge von 86.5 und eine grösste Breite von 37.5 *km*, und ihr Flächeninhalt beträgt 1522 *qkm*. Sie ist als eine Koralleninsel zu bezeichnen und bestand ursprünglich wahrscheinlich aus mehrern kleinen Inselchen, die durch Meeresstrassen voneinander getrennt waren. Die Westküste ist ziemlich reich an Buchten und besitzt meist nur ein schmales Strandriff, so dass sich nahe am Ufer grössere Wassertiefen finden. »Dagegen ist sie von einem deutlich ausgeprägten Wallriffe begleitet, dessen Gipfel als eine Kette kleiner, der Küste vorgelagerter Inseln über die Meeresoberfläche aufragen; unter diesen ist Tumbatu im Norden die ansehnlichste. Auf den Inseln sowohl als auch längs der Küste ist Atollbildung häufig. Besonders schöne Beispiele hierfür liefert das Gebiet der Stadt Sansibar mit der Lagune und die ähnlich geformte Lagune von Mwanda. Die Westküste ist im allgemeinen leicht zugänglich, schroffe Korallenriffe treten nur stellenweise bis ans Ufer. Überall ist eine ziemlich kräftige Küstenverminderung wahrnehmbar. Ein ganz verschiedenes Bild bietet die Ostküste, die dem vollen Anpralle des Indischen Ozeanes ausgesetzt ist. Sie ist gänzlich ungegliedert, nur die seichte Bucht von Chwaka bietet Schiffen von geringem Tiefgange eine Zuflucht. Die Küste ist von einem mächtigen Strandriffe begleitet, das bei Ebbe trocken fällt und an seinem Aussenrande von einer wütenden Brandung bestürmt wird. Ein Wallriff fehlt hier, auch die Insel und das Riff von Mnemba ist durch eine zu tiefe Meeresstrasse von der Hauptinsel getrennt, um als Wallriff betrachtet werden zu können. Die Ostküste der Insel ist überall schwer zugänglich und fällt nicht selten in rauhen unterwaschenen Steilwänden zur See ab.

Ihrer physischen Beschaffenheit nach zerfällt die Insel Sansibar in zwei scharf getrennte Hälften: das Kulturgebiet und das Korallenland. Das Kulturgebiet nimmt die Westhälfte der Insel ein. Es ist durch das Auftreten von Hügelzügen bezeichnet, die meist meridional verlaufen und (im Masingini-Berg) Höhen von 135 *m* erreichen. Sie schliessen Niederungen von grosser Fruchtbarkeit ein, die nicht selten stellenweise sumpfig und von Wasserläufen durchzogen sind. Überhaupt zeigt sich in diesem Teile ein grosser Reichtum an fliessenden Gewässern. Abgesehen von mehrern kleinen, jedoch ständigen Bächen, die in den Randhöhen nördlich von der Stadt entspringen, um nach kurzem Laufe in die See zu münden, finden sich hier auch grössere Wasserläufe.

Die Hauptader der Insel ist der Mwerafluss, der in einem Papyrussumpf, Popo, entspringt und als seichtes, klares, von prachtvollen Wasserpflanzen eingesäumtes Gewässer gegen Süden strömt, bis er sich bei der Stelle Kibondeï Mzungu in einer leicht sumpfigen Wiese verliert. Man behauptet, dass der Mwerafluss in den starken Quellen des Chukwani-Palastes wieder zu Tage tritt, doch ist es wahrscheinlicher, dass er irgendwo in der Nähe von Kiwani einen unterseeischen Ausfluss hat. In dem Papyrussumpf Popo nimmt auch der Zingwe-Zingwe seinen Ursprung, der in seinem Oberlauf zur trockenen Zeit aus einer Kette von Tümpeln besteht,

[1]) Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig. 3. 2. Heft.

aber später mehrere ständige Bäche, darunter bei seiner Mündung den ansehnlichen Mwanakombo, aufnimmt. Der Zingwe-Zingwe mündet in die Mwanda-Lagune. Einen besondern Reichtum an Bächen hat der Distrikt Mkokotoni, wo mehrere ziemlich tief eingeschnittene ständige Gewässer, darunter der Kipange, münden.

Die Anhöhen Sansibars zeigen fast alle den Habitus von Bodenschwellungen mit meridionalem Verlaufe und fallen nur selten etwas steiler ab. Eine Ausnahme bilden einige charakteristisch geformte Hügel auf der Nordhalbinsel: der Berg von Mkokotoni mit seinem steilen, in einem felsigen Hange abstürzenden Nordabfalle und der Hatajwa-Hügel auf der Südwesthalbinsel, ein einzelner buschgekrönter Felsblock, der weithin als Landmarke dient und durch seine Höhlen interessant ist.

Der Boden des Kulturgebietes ist meist aus tiefgründigen Alluvialmassen gebildet, die, aus Verwitterung des Korallenkalkes entstanden, teils eine rote lehmige, teils eine grüne sandige Beschaffenheit haben; von diesen ist nur die erstere Gattung zur Nelkenkultur geeignet. Anstehendes Gestein tritt nur selten zu Tage, und wo dies der Fall ist, nimmt das Land meist einen dem Korallenlande ähnlichen Charakter an.

Eine für das Kulturgebiet bezeichnende Erscheinung ist das Auftreten von Erdpyramiden, die sich unweit des Strandes südlich der Stadt und etwas landeinwärts nördlich von dieser, bei der Lokalität Magengeni, unweit von Bububu, finden. An beiden Orten liegen sie in Thälern, die einen schmalen Ausgang haben und sich am Ende zu einem fast kreisförmigen Cirkus mit steilen Wänden ausweiten. Dieser ist mit den eigenartigen Erosionsgebilden angefüllt, die sich teils gardinenförmig an den Wänden aufbauen, teils in der Mitte der Sohle erheben. Sie bestehen an beiden Orten aus einem harten, sandigen Lehm. Der Stein, der gegen die allmählich fortschreitende Erosion schützte, und dem die Gebilde ihre Entstehung verdanken, ist bei den kleinern Pyramiden noch sichtbar, während er bei den grössern meist schon abgefallen ist. Die Erosion und damit die Bildung neuer Pyramiden schreitet sehr rasch fort. Auch an andern Thalhängen der Insel findet man die Neigung zur Bildung von kleinen Erdpyramiden.

Das Korallenland nimmt die ganze Osthälfte der Insel und den grössten Teil des Südens jenseits der Uzi-Chawaka-Senkung ein. Es trägt nur geringe Erhebungen, ist jedoch von Terrainstufen durchzogen, die frühere Strandlinien bezeichnen. Oberirdische fliessende Gewässer fehlen. Das grösstenteils flache Land ist von rauhem, scharfem Korallengesteine bedeckt, welches das Gehen sehr erschwert. In den Ritzen und Spalten sammelt sich rote Humuserde an, die einer dichten Gestrüppvegetation, stellenweise sogar Kulturpflanzen, das Gedeihen gestattet, durch welche der steinige Charakter des Landes von weitem verhüllt wird.

Der poröse, schwammige Korallenstein giebt Erscheinungen Ursprung, die lebhaft an den Karst erinnern, ja mit diesem identisch sind und von dem Vorhandensein einer mächtigen, unterirdischen Erosion zeugen. Am bezeichnendsten sind die Einsturztrichter (Dolinen), die mehrfach in Verbindung mit Höhlen vorkommen. Sie finden sich in allen Teilen des Korallenlandes häufig und treten auch auf der Westseite der Insel in jenen Gegenden auf, wo diese den Charakter des Korallenlandes annimmt. Sie verdanken teils mariner, teils Süsswasser-Erosion ihre Entstehung. Bei den jüngern Trichtern ist der Boden mit Felstrümmern bedeckt, in den alten findet sich nicht selten Humusboden oder Wasser.«

Über das Klima, die Vegetation und Tierwelt, die Bewohner u. s. w. der Insel bringt Baumann interessante Mitteilungen, wegen deren aber auf das Original verwiesen werden muss.

Die Insel Okinawa der Liu-Kiu-Gruppe hat Adolf Fritze aus Freiburg i. B. auf Grund eigener Beobachtungen auf der Frank-

furter Naturforscher-Versammlung geschildert. Dieselbe ist die grösste der mittlern Liu-Kiu-Inseln und die Hauptinsel der ganzen Gruppe, welche ein Glied der gewaltigen Inselkette bildet, die sich vom Kap Lopatka an der Südspitze Kamtschatkas bis nach Formosa und den Philippinen hinzieht und so eine direkte Verbindung der paläarktischen mit der orientalischen Region darstellt. Okinawa selbst liegt zwischen dem 26. und 27.° nördl. Breite, also ungefähr in der Höhe der Nordspitze von Formosa, und unter dem 128.° östl. L. von Greenwich.

Was die geologische Beschaffenheit der Insel anbetrifft, so ist ihr Kern vulkanischer Natur, und wenn auch aus historischer Zeit kein Eruptivherd von hier bekannt ist, so erinnern doch die häufigen und oft recht intensiven Erdbeben nur zu deutlich an das Vorhandensein gewaltiger subterraner Kräfte. Neben den plutonischen Gesteinen treten im Innern der Insel jüngere sedimentäre Schichten auf, während die niedrigen Partien der Insel und die ganze Strandzone aus rezentem Korallenkalk bestehen. Die ganze Küste wird umlagert von einem Saumriffe, das thatsächlich aus Korallen der Gattungen Millepora und Madrepora zusammengesetzt ist. Die Vegetation auf Okinawa zeigt ein stark tropisches Gepräge. Den Sandstrand bedeckt ein Kranz von Pandanus-Dickichten, die oft eine Höhe von mehrern Metern erreichen. Dann folgt eine sanft ansteigende, mit Bataten, Reis, Thee, Bananen u. s. w. angebaute Zone und auf diese, an den Bergen hinaufkletternd, ein herrlicher Urwald. Zierliche Wedel eines Baumfarns, der Cyathea arborea, gewaltige Ficus mit mächtig entwickelten Luftwurzeln, die ältern Bäume bedeckt mit epiphytisch lebenden Farnkräutern und Orchideen, Palmen von verschiedenen Arten: das alles bietet das Bild einer üppigen, tropischen Waldlandschaft

Was die Fauna anlangt, so fehlen die Säugetiere fast gänzlich; es kommen nur zwei Fledermausarten, eine Spitzmaus, die Wanderratte und ein Wildschwein vor. Von Vögeln kennt man 60 Arten, die ein Gemisch orientalischer und paläarktischer Formen darstellen, indessen überwiegen die ersteren. Sehr interessant sind die Reptilien. Von den dreizehn in Japan einheimischen Formen finden sich auf Okinawa nur zwei. Zu diesen treten nicht weniger als fünfzehn neue Arten hinzu, nämlich eine Schildkröte, sechs Eidechsen und acht Schlangen. Unter letztern ist besonders bemerkenswert Trimeresurus riukiuanus Hilgd., die gefürchtete »Habu«, eine Giftschlange (aus der Verwandtschaft der Klapperschlangen) von $1^3/_4$ — 2 *m* Länge. Im allgemeinen schliesst sich die Reptilienfauna von Okinawa eng an die von Formosa und Indien an. Ebenso zeigt die Batrachierfauna wesentlich andere Zusammensetzung als in Japan, sie besitzt auf Okinawa einen ausgesprochen orientalischen Charakter mit geringer paläarktischer Beimischung. Süsswasserfische sind sehr selten.

Unter den Wirbellosen sind die Land- und Süsswasser-Mollusken stark vertreten, und zwar fast durchweg in den den Liu-Kiu-Inseln eigentümlichen Arten.

Von den Insekten charakterisieren sich Käfer und Hymenopteren als eine verarmte japanische Fauna. Unter den Schmetterlingen weisen die Heteroceren viele japanische Arten, aber auch manche indische Formen auf.

Das Atoll Funafuti in der Ellice-Gruppe ist neuerdings im Auftrage der Kgl. Gesellschaft zu London von Prof. Sollas besucht worden, um Bohrungen auf demselben anzustellen, was jedoch nicht nach Wunsch gelang[1]). Prof. Langenbeck giebt auf Grund der durch Hedley, dem wissenschaftlichen Begleiter von Sollas, gegebenen Beschreibung eine zusammenfassende Darstellung der ausgeführten Untersuchungen[2]). Die Ellice-Inseln liegen zwischen 5° 35′ und 11° 20′ südl. Br. und zwischen 176° und 180° östl. L. von Greenwich und bestehen aus acht ganz niedrigen Atollen, die nicht auf einer gemeinsamen submarinen Bank stehen, sondern sich einzeln aus grossen Tiefen erheben. Funafuti von Süden her, das dritte in der Reihe der Atolle, ist an der östlichen Luvseite sehr geschlossen, an der westlichen Leeseite dagegen wird es von mehrern breiten und tiefen Kanälen durchsetzt, durch welche selbst grosse Kriegsschiffe in das Innere der Lagune gelangen können. Diese hat eine Länge von ungefähr zehn, eine Breite von ungefähr acht Seemeilen.

»Die Unterlage des Atolls bildet ein regelmässiger Kegel, der sich aus einer Tiefe von 3600 *m* erhebt. Die 1000-, 2000- und 3000 *m*-Linie wiederholen auf das treueste den Umriss des Atolls. Die Neigungswinkel sind in grössern Tiefen gering, etwa mit denen des Ätna zu vergleichen. Nach oben nimmt die Neigung immer mehr zu und erreicht bereits zwischen 720 und 256 *m* Tiefe einen mittlern Wert von 30°. Zwischen 477 und 256 *m* zeigt die Böschung eine auffallend konvexe Kurve. Vom Riffrande bis zu einer Tiefe von 256 *m* fällt die Aussenseite des Atolls äusserst steil mit Neigungswinkeln von 75—80° ab.

Die Lagune besitzt eine mittlere Tiefe von 36 *m*. Die Maximaltiefe beträgt 55 *m*. Sie wird offenbar allmählich aufgefüllt. An verschiedenen Stellen der Innenseite der Inseln ist eine Zunahme des festen Landes nachweisbar. In der Mitte der Lagune findet sich ein schmaler Kai mit beständig trockener Oberfläche, an verschiedenen andern Stellen Sand- und Geröllanhäufungen, die bei Ebbe trocken fallen. Auch sind über die ganze Lagune lebende Riffe zerstreut, von denen einige fast die Oberfläche erreicht haben, während andere in grössern Tiefen liegen. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch bei den übrigen Atollen der Ellice-Gruppe

Das Riff von Funafuti trägt im ganzen einige dreissig Inseln. Die grösste, Funafuti im engern Sinne, ist sieben Seemeilen lang und

---

[1]) Nature 1897. 55. p. 373.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 190.

nimmt nahezu die Hälfte der Ostseite ein. Sie hat die Gestalt eines L, dessen konkave Seite der Lagune zugewendet ist. An der Mitte der Innenseite finden sich ausgedehnte Sandablagerungen, so dass die Insel hier die verhältnismässig bedeutende Breite von 650 *m* erlangt. Hier liegt die Hauptniederlassung der Eingeborenen, Fungafari; hier allein findet sich frisches Wasser, und sind Gartenanlagen vorhanden. Nördlich und südlich nimmt die Breite der Insel rasch auf 100 *m* ab, welche Breite sie fast auf ihrer ganzen Erstreckung beibehält. Einen nicht unbeträchtlichen Teil der Insel nimmt ein ausgedehnter Sumpf ein: der Mangrove- oder Tisala-Sumpf, der sich von der Südostspitze der Insel mit zwei Armen nach N und W erstreckt. Im O ist er von einem seine Oberfläche 12—15 Fuss überragenden Walle von Korallenblöcken umgeben, an dessen Aussenseite sich bei Hochwasser die Wellen brechen; der Innensaum ist dicht mit Mangroven bewachsen. Der grösste Teil des Sumpfes ist ohne Vegetation. Sein Boden ist ausserordentlich eben und besteht aus zersetztem Korallenfels, dessen Zwischenräume von Schlamm erfüllt sind. Bei freiem Zutritte des Meeres würde die Riffoberfläche bei Hochwasser 2 Fuss 8 Zoll bis 4 Fuss unter Wasser liegen. Da der Unterschied zwischen Hoch- und Niederwasser (bei Springgezeiten) mindestens 6 Fuss beträgt, so würde auch bei freiem Zutritte des Meeres das Riff zur Ebbezeit mehrere Fuss aus dem Wasser aufragen. Die das Riff zusammensetzenden Korallenarten können jedoch eine längere Exposition an der Luft nicht vertragen. Sollas und Hedley folgern daher aus der Existenz des Riffes eine neuere Hebung des Atolls um etwa 4 Fuss. Die Entstehung des Sumpfes erklären die beiden Gelehrten so, dass ein heftiger Hurrikan den äussern Blockwall durchbrochen und die dahinter liegende Schicht zersetzten Korallenfelsens erodiert habe, während später durch die normale Wellenthätigkeit der Blockwall wieder aufgebaut worden sei. Ähnliche Vorgänge sind auch schon an andern Atollen beobachtet worden.

Der erwähnte Blockwall umgiebt die ganze Ost- und Südostseite des Atolls und erreicht seine grösste Höhe (6 Fuss) an der Südostspitze, die der vollen Gewalt des Passats ausgesetzt ist. An der Leeseite dagegen fehlt er vollständig. Die Korallenblöcke, aus denen er besteht, sind geschwärzt, so dass sie auf den ersten Blick für Lavablöcke gehalten werden könnten. Die Unterlage des Walles bildet eine feste Korallenbreccie. Unmittelbar ausserhalb des Walles beginnt der Riffrand. Derselbe zeigt ebenfalls bemerkenswerte Eigentümlichkeiten. Er erstreckt sich 36—45 *m* nach aussen und fällt bei sehr niedriger Ebbe und ruhigem Wetter trocken. Er ist von tiefen Spalten durchzogen, die sich nach aussen weit öffnen. Nach der See zu löst sich das Riff so in lauter einzelne Pfeiler auf; nach dem Lande zu dagegen verschwinden die Spalten allmählich, indem sie von Nulliporen überwachsen werden. Sie setzen sich aber in der Tiefe wahrscheinlich durch das ganze Riff hindurch fort.

Nach innen schliesst sich an den Blockwall eine niedrige Fläche an, die aus zertrümmerten und zersetzten Korallenblöcken besteht. Hier und da wird sie von Zügen einer festern Korallenbreccie unterbrochen, welche der Längsrichtung der Inseln parallel laufen. Auch Sandablagerungen schalten sich ein, die zum Teil unter Kultur stehen. Es ist klar, dass die Korallenblöcke einst durch die Brandung aufgeworfen worden sind, und dass die jetzt niedere Fläche ursprünglich wohl dieselbe Höhe wie der Blockwall gehabt hat und nur durch die Zersetzung der Korallen allmählich erniedrigt worden ist. Daraus lässt sich schliessen, dass an der Luvseite die Inseln nach aussen weiterwachsen.

Die nördlichste Insel des Atolls, Pava, ist einige Fuss höher als die übrigen, von einer fruchtbaren roten Erde bedeckt und dicht bewachsen. Hedley hatte den Eindruck, als ob das ganze Atoll eine Neigung von N nach S habe, konnte die Frage jedoch nicht mit Sicherheit entscheiden.

Die Inseln der Luvseite sind nur durch schmale Passagen voneinander getrennt. Dieselben stellen nur Unterbrechungen in dem Zuge des festen Landes, nicht in dem Riffe dar und sind nicht mit den breiten und tiefen Kanälen zu verwechseln, welche an der Leeseite das Riff durchsetzen. Sie sind so seicht, dass sie bei Niederwasser fast trocken fallen. Ihre Oberfläche ist von abgerundeten Korallenblöcken bedeckt und des organischen Lebens fast bar. Nur wenige Korallen und hartschalige Gastropoden finden sich in den Passagen lebend.

Die Inseln an der Leeseite zeigen ein ganz anderes Bild, als die an der Luvseite. Sie liegen nicht, wie diese, unmittelbar am Rande des Riffes, sondern zum Teil weit nach innen. Die Längsaxe einer der Inseln ist sogar senkrecht gegen die Rifflinie. Die Inseln sind ganz niedrig, ziemlich eben und haben sandigen Boden. Von dem Rande des bewachsenen Landes erstreckt sich seewärts ein breiter, sandiger Strand, der wesentlich von den Schalen zweier Foraminiferen gebildet wird. In halber Fluthöhe erscheinen regelmässig geschichtete Bänke von Korallensandfels, auf denen hier und da lose Korallenblöcke liegen.«

Die Bohrungen, welche an zwei Stellen versucht wurden, gelangen nur bis zur Tiefe von 85 und 72 Fuss, konnten also nicht entscheiden lassen, ob der Rifffelsen in grössere Tiefen hinabreicht als die, in welchen Riffkorallen leben können. »Aus den Bohrungen,« bemerkt Prof. Langenbeck, »wie aus den sonstigen Untersuchungen geht hervor, dass das Riff von Funafuti sehr eigenartig gebaut ist. Sollas vergleicht es mit einem riesigen Schwamme, dessen Gerüst von Korallenfels gebildet wird, während die Zwischenräume teils von Sand erfüllt, teils leer sind. Der Sand besteht nur zum geringsten Teile aus Korallentrümmern, grösstenteils aus Foraminiferen und Kalkalgen. Die Klarlegung dieses Baues ist jedenfalls ein wichtiges Ergebnis der Expedition, umsomehr, als dadurch auch auf gewisse fossile Riffe ein neues Licht geworfen wird.

Es ergiebt sich aber ferner aus den Untersuchungen von Sollas, Hedley und Field mit Sicherheit, dass Funafuti vor der jüngsten Hebung eine nicht unbeträchtliche Senkung erlitten haben muss. Dafür spricht einmal die Thatsache, dass die Lagune, trotzdem sie in fortschreitender Auffüllung begriffen ist, noch so erhebliche Tiefen aufweist, vor allem aber der steile äussere Abfall. Es kann wohl kaum einem Zweifel unterliegen, dass der erste Steilabsturz bis zur Tiefe von 256 *m* das eigentliche Riff, die darunter folgende konvexe Böschungsfläche den Talus desselben darstellt.«

8. Das Meer.

Grundeisbildung im Seewasser besprach Prof. O. Pettersson in einem Vortrage über die Hydrographie der skandinavischen Gewässer mit Bezugnahme auf den Winter 1879 im Skagerack[1]). »Unter dem Einflusse der starken, zeitweise stürmischen südlichen und östlichen (Land-) Winde fiel die Lufttemperatur allmählich um 10—11° und beträchtlich unter den Gefrierpunkt, eine Abkühlung, die auch auf die Kattegatgewässer derart wirkte, dass ihre Temperatur immer mehr sank; die an der Oberfläche abgekühlten Partikelchen konnten aber den Meeresgrund nicht erreichen, da dort zwar etwas wärmeres (Temperatur über 0°), aber salzigeres und darum schwereres Wasser lagerte; sie bildeten also über dieser Grundschicht eine Schicht, die bald bis zu ihrem Gefrierpunkte auf —1.4° bis —1.8° abgekühlt war. Als nun später vom Kattegat her eine neue Zufuhr von zwar nicht ganz so kaltem (Temperatur —0.8°), aber noch frischerem, d. h. sehr salzarmem Wasser in Keilform in und über dies sehr kalte Wasser von —1.4° Temperatur geführt wurde, musste an der Grenzfläche beider Wasserarten durch die Berührung mit dem Wasser von —1.4° C. eine plötzliche Eisbildung in dem zuletzt hinzugekommenen Wasser stattfinden, da ja für letzteres der Gefrierpunkt höher liegt. Das Wasser mit —1.4° Temperatur wirkte dabei auf das überlagernde, frische Wasser wie ein Kältemagazin, es nahm zugleich dessen latente Wärme auf und beförderte so die Eisbildung an der Grenzfläche. Diese Grenzfläche lag nach den Beobachtungen Ekman's Ende Januar 1879 in etwa 8 *m* Tiefe. Von ihr aus stieg das sogenannte »Grundeis« auf, welches, wie aus dem Gesagten hervorgeht, durchaus kein Grundeis war, sondern aus einer stark abgekühlten Zwischenschicht des Küstenwassers stammte.

Wir haben also dreierlei Wasserschichten zu unterscheiden, die sehr mächtige Grundschicht, welche, wie die Beobachtungen von 1879 ergeben, durch relativ sehr warmes und sehr salziges Wasser gebildet wird (Temperatur bis + 5.6° C. Salzgehalt bis über 33‰),

---

[1]) Annalen der Hydrographie 1897. p. 73. Daselbst der obige Text von Schott nach dem schwedischen Originale citiert.

dann in etwa 10 *m* Tiefe eine sehr dünne Zone kältesten und schwachsalzigen Wassers (Temperatur — 1.4°, Salzgehalt etwa 28‰), darüber bis zur Oberfläche etwas wärmeres, aber sehr leichtes Wasser (Temperatur — 0.8° bis + 1°, Salzgehalt bis unter 22‰).

Die Art und Weise, in der sich diese Eisbildung an der Oberfläche bemerklich macht, ist höchst eigentümlich. Bei ruhigem und stillem Wasser schiessen plötzlich Eisschollen von Tellergrösse aus der Tiefe auf; jede Scholle kommt mit der Kante zuerst empor und lagert sich dann platt auf dem Wasser; in einer Stunde ist dann oft das Meer meilenweit, soweit man von der Küste aus sehen kann, mit den Klumpen und Schollen dieses Eises bedeckt, in einer Schicht von mehrern Fuss Dicke. Auf diesem Eise kann man nicht gehen, aber auch nicht mit einem Fahrzeuge hindurchdringen, denn unter der Wirkung der Strömung bildet sich schnell Packeis aus diesen einzelnen Schollen. Im Winter 1879 wurden mehrere Segler und Dampfer von diesem Eise eingeschlossen und trieben längere Zeit steuerlos mit der Strömung; alle Fischereigeräte gingen verloren.

Diese Eisbildung ist selten im Skagerrack; Scoresby beobachtete sie im Grönländischen Eismeere, Nordenskjöld etwas Ähnliches an der Lena-Mündung. Damit solche »Eisjahre« im Skagerrack eintreffen, ist das Zusammenkommen verschiedener Umstände in hydrographischer und meteorologischer Hinsicht notwendig. Das Phänomen braucht ziemlich lange Zeit zur vollen Ausbildung und kann mehrere Tage, vielleicht eine Woche vor der Eisbildung vorausgesehen werden. Dazu sind Beobachtungen auf den äussersten Punkten der der Küste vorgelagerten Inseln notwendig; findet man, dass dort das Wasser bis zu grösserer Tiefe (8—15 *m*) beträchtlich unter 0° abgekühlt ist, und dass die Temperaturen überhaupt mit der Tiefe noch niedriger werden (bis zu — 1.0° C.), dann ist Gefahr für Eisbildung vorhanden, sonst nicht.«

Einfluss des Windes und des Luftdruckes auf die Gezeiten. In der Versammlung der »British Association« in Boston, England, hielt Mr. Wheeler einen Vortrag über den Einfluss des Windes und des Luftdruckes auf die Gezeiten, dem wir folgendes entnehmen:

Nach frühern Untersuchungen von Sir Lubbock ergiebt sich, dass ein Steigen des Barometers um 1 Zoll eine Erniedrigung der Flutwelle bewirkt, welche in der Themse 7 Zoll, im Mersey 11 Zoll und im Avon 13½ Zoll beträgt; nach französischen Untersuchungen ergab 15 Zoll Unterschied der Gezeitenwelle 1 Zoll Änderung im Barometer. Admiral Warton hat im Jahre 1894 bewiesen, dass ein Unterschied von 1 Zoll im Barometerstande eine Änderung von 1 Fuss im mittlern Stande des Seespiegels zur Folge hat, sowie dass in jenen Gegenden der Erde, wo der mittlere Stand des Barometers nach den Jahreszeiten sehr verschieden ist, während zugleich

die Schwankung zwischen Hochwasserstand und Niedrigwasserstand gering ist, dieser Umstand sehr bemerkbar wird. Der Einfluss des Barometerstandes kann nur für bestimmte Orte angegeben werden; Mr. Wheeler zieht nur England in Betracht. In der »shipmaster society« und der meteorologischen Gesellschaft in London sind hierüber Vorträge gehalten. Das zu grunde gelegte Beobachtungsmaterial erstreckt sich über einen längern Zeitraum und über das Gebiet der Irischen See vom Süden des St. George-Kanales bis Morecambe Bay. Im Mittel wurde der barometrische Gradient über 240 Seemeilen = 0.043 Zoll gefunden, um welchen Betrag das Barometer im Süden höher stand als im Norden. Im Gebiete Grossbritanniens herrscht erfahrungsgemäss kein Sturm von einiger Bedeutung, wenn nicht der Gradient zwischen irgend zwei beliebigen Stationen des Landes $^1/_2$ Zoll variiert; sonach sind die Beobachtungen nicht bei stürmischem Wetter angestellt und sollten daher den Einfluss des Barometerstandes ziemlich frei vom Einflusse des Windes ergeben. Kapitän Greenwood hat aus vielen Beobachtungen eine Tafel zum Gebrauche in jener Gegend abgeleitet, aus welcher sich der Unterschied in der Flutwelle, je nach der Grösse des Gradienten, ersehen lässt. Der Verfasser hat aus Beobachtungen der Gezeiten zu Boston Docks, an der Ostküste Englands, eine Tafel abgeleitet, zu deren Herstellung er eines Zeitraumes von zwei Jahren bedurfte, da die Beobachtungen nur zu solcher Zeit angestellt sind, wo die Windstärke unter 3 der Beaufort-Skala lag, so dass er glauben konnte, den Einfluss des Windes als ganz ausgeschlossen betrachten zu dürfen.

Anzahl der beob. Gezeiten	Mittlere Höhe d. Flut in Fuss	Abweichung der Flutwelle	Abweichung des Barometerstandes vom mittlern
55	19.84	— 12.71 Zoll	0.36 Zoll höher
36	20.53	+ 11.00 »	0.42 » niedriger
45	22.35	+ 11.00 »	0.36 » höher
16	20.36	— 12.00 »	0.58 » niedriger
Mittel 152	20.80	± 11.68 Zoll	± 0.38 Zoll.

Unter diesen Beobachtungen befanden sich nach Angabe des Verfassers jedoch 61 Fälle, in welchen die Resultate gerade das Gegenteil des Erwarteten ergaben, so dass also bei hohem Barometerstande eine hohe Flut und bei niedrigem Barometerstande eine niedrige Flut stattfand. Daraus wäre nach Ansicht des Verfassers zu schliessen, dass der Wind doch einen bedeutenden Einfluss ausübe.

Wenn Stürme längs einer Küste in derselben Richtung wie die Flutströmung wehen, so bewirken sie bekanntlich eine Erhöhung des Kammes der Flutwelle, ebenso wie Winde, welche auf eine Küste stehen, dazu beitragen, den Wasserstand zu erhöhen. Im entgegengesetzten Falle muss natürlich das umgekehrte Verhältnis stattfinden. Der Betrag der Erhöhung, welche auf die eben geschilderte Weise die Flutwelle erfahren kann, hängt von der Unterschiedsgrösse des Hoch- und Niedrigwassers ab (Amplitude der Gezeiten), und zwar so, dass bei einer grössern Amplitude auch ein stärkeres Anschwellen der Flutwelle durch den Wind stattfindet. Besonders sorgfältig

wurden in bezug auf den vorliegenden Gegenstand die Stürme vom 16. und 17. November 1893 und 13. November 1894 untersucht. Aus den Gezeitenbeobachtungen während des letztgenannten Sturmes an folgenden 14 Orten: Holyhead, Belfast, Liverpool, Glasson Dock, Leith, Sunderland, Boston Dock, Dover, Sheerness, Victoria- und Albert-Docks, Portsmouth, Davenport, Cardiff, Avonmouth ergab sich folgendes:

1. Mittlere Höhe der Springflut 13. Nov., Vollm. . 24.35 Fuss.
2. Mittlere Windstärke nach der Beaufort-Skala . 6.78 »
3. Mittlere Abweichung der Fluthöhe von ihrer gewöhnlichen Höhe . . . . 2.70 »

An der Westseite wurde die Flutwelle um $3^1/_2$ Fuss durch den Sturm gehoben und um nahe denselben Betrag an der Ostküste erniedrigt, entsprechend der in jener Zeit vorherrschenden Windrichtung. Aus den in Boston Docks angestellten Beobachtungen, welche einen Zeitraum von zwei Jahren in Anspruch nahmen, ergab sich, dass in 24 % aller Fälle die Fluthöhe so stark durch den Wind beeinflusst wurde, dass sie um mindestens 6 Zoll von der berechneten abwich. In 30 von den angeführten 152 Fällen betrug diese Abweichung im Mittel 31.5 Zoll, in sieben Fällen 3 Fuss, in zwei Fällen $4^1/_2$ Fuss und in einem Falle über 5 Fuss. Nach Abschluss der Tabelle fand noch eine Flut statt, die um 6 Fuss und 3 Zoll von der normalen Höhe abwich. Dabei betrug der Unterschied zwischen zwei aufeinander folgenden Fluten in Boston 7 und auf der Nordsee 8 Fuss.

Wheeler gelangt schliesslich zu dem Resultate, dass es unmöglich ist, ein strenges Gesetz aufzufinden, nach welchem der Einfluss des Windes, bezw. der Stürme auf die Gezeitenwelle dargestellt werden kann, aus den vielen Beobachtungen ist es jedoch möglich, gewisse Zahlen abzuleiten, die von Nutzen sein können. Er giebt nämlich für die Windstärken von 3 bis 10 der Beaufort-Skala einen bestimmten, aus seinen eigenen und andern Beobachtungen abgeleiteten Faktor, welcher mit der Flut-Amplitude, ausgedrückt in englischen Fuss, multipliziert, die Anzahl Zoll ergiebt, um welche der Wind von der betreffenden Stärke die Flutwelle je nach der Richtung, mit oder gegen den Wind erhöht oder erniedrigt.

Die folgende Aufstellung giebt in Spalte I die allgemeinen Bezeichnungen, in Spalte II nach der Beaufort-Skala die Windstärke an, während Spalte III den in Rede stehenden Faktor enthält.

I	II	III
Leichte Brise	3	0.63
Frische Brise	4	0.84
	5	1.05
	6	1.26
Sturm	7	1.44
	8	1.68
Schwerer Sturm	9	1.89
	10	2.10

Die Flutwelle in der Fundy-Bai. R. Chalmers macht einige neue Mitteilungen über diese oft besprochene Erscheinung[1]). Die Flut steigt schon aussen vor der Bai über den Strand an der offenen Küste und dringt dann immer höher schwellend in die sich verengende und seichter werdende Bucht ein. Zur Flutzeit zeigt sich die Wasseroberfläche vom Meere aus gegen den Hintergrund der Bai schräg ansteigend, während bei der Ebbe das Umgekehrte stattfindet. Bezogen auf einen durch Nivellement festgelegten Nullpunkt liegt der Spiegel des Hochwassers bei Springflut im benachbarten offenen Ozeane (Bai à Verte) in 24.1, in der Fundy-Bai (Cumberland-Basin) in 29.3 *m*; bei gewöhnlicher Flut resp. in 22.6 und 27.1 *m*, bei Ebbe in 20.8, resp. 16.0 *m*, bei Mittelwasser in 21.7, resp. 21.6 *m*. Von Digby Nack bis Noal River steigt die Nippflut um 4.0, die Springflut um 9.5 *m*.

Die Strömungen im Atlantischen Ozeane sind auf grund aller neuern Beobachtungen in einem vom englischen hydrographischen und meteorologischen Amte herausgegebenen Atlas dargestellt worden[2]). Derselbe stellt auf sechs Tafeln die Strömungen in den Monaten Januar, April, Juni, August, Oktober und November dar. Eine lichtvolle Analyse des Inhaltes dieser Karte giebt Schott[3]), von der folgendes das Wesentliche ist.

Nordatlantischer Ozean. Die westindischen Gewässer lassen den allgemeinen Zug der Strömung nach Westen in allen Monaten erkennen; lokale östliche Gegenströmungen sind unter den Südküsten der Grossen Antillen fast gar nicht verzeichnet; lediglich in der grossen, durch die Küsten Columbiens und Costa Ricas gebildeten Bucht ist unter Land stets eine Meerströmung nach Osten nachweisbar. Die grössten Versetzungen erreichen im Karaibischen Meere durchschnittlich den Betrag von 40 bis 50 Seemeilen, in der Yukatan-Strasse aber über 60 und 70 Seemeilen täglich. In dieser Strasse ist die Strömung, welche hier eine Nordnordwestrichtung einhält, überhaupt sehr stetig, stetiger sogar als der Golfstrom in der Florida-Strasse, wie sich dies aus den Untersuchungen des amerikanischen Vermessungsschiffes »Blake« ergeben hat.

Wertvoll ist ferner der durch die neuen englischen Stromkarten wiederum erbrachte Beweis, dass auch nördlich von den Grossen Antillen und den Bahama-Inseln beständig Wasser nach Nordwesten treibt, und somit die sogenannte »Antillenströmung« in der That einen ganz beträchtlichen Beitrag zu dem warmen Wasser der aussertropischen »Golfströmung« des Nordatlantischen Ozeanes liefert; die Geschwindigkeit dieser Wasserbewegung an der Aussenseite der grossen westindischen Inseln ist geringer als die im Karaibischen Meere, nämlich nur etwa 25 bis 30 Seemeilen. In unserem Hochsommer scheinen überall die Bewegungen etwas schneller als sonst zu sein, speziell für Oktober ist durchweg wenig Strom angegeben.

Im Golfe von Mexiko sind einigermassen konstante Bewegungen kaum nachweisbar. Vom Frühjahre bis in den Herbst hinein hat das Wasser in der westlichen Hälfte des Golfes das Bestreben, nach Westen und Norden zu fliessen, dass Wasser in der östlichen Hälfte aber die Tendenz nach

---

[1]) Chalmer's Report on the Surface Geology of Eastern Brunswick etc., Geological Survey of Canada Annual Report 1894. Vol. VIII. Ottawa 1896.

[2]) Monthly current charts for the Atlantic ocean.

[3]) Annalen der Hydrographie 1897. p. 348 ff.

Süden und Osten; dabei ist noch ausserdem dicht unter der Küste von Louisiana und Texas ein Meerstrom nach Südwesten ziemlich deutlich, welcher das Mississippi-Wasser wegführt. Aber es ist durchaus nicht mit nur einiger Sicherheit auf dementsprechende Versetzungen zu rechnen; im Winter, zumal wohl bei starken nördlichen Winden, kann man ganz die entgegengesetzten Bewegungen spüren.

Für das Golfstromgebiet sind teils als neue Ergebnisse, teils als Bestätigungen bisher nicht ganz sicherer Anschauungen folgende Punkte beachtenswert:

a) Es ist unmöglich, aus der kalten Labrador-Strömung den »kalten Wall« der Küste der Vereinigten Staaten herzuleiten, da auf der Neufundland-Bank fast nie ein ständiger Strom vorhanden ist. Vielmehr ist dies Flachseegebiet in der Hauptsache stromlos, ebenso auch die übrigen unter den Küsten Neuschottlands und der Neuengland-Staaten liegenden Gewässer bis nach Kap Hatteras hin; es herrschen zwischen dem Lande und der linken Flanke des Golfstromes Gezeitenbewegungen vor, wenn schon manchmal unter der unmittelbaren Windwirkung (im Winter bei Nordwest- bis Nordostwinden) das Wasser zeitweilig nach Südwesten treibt. Eine wirkliche Küstenströmung hat man erst südlich von Kap Hatteras zu erwarten, und zwar besteht sie daselbst aus umkehrendem Wasser des Golfstromes selbst.

b) Nennenswerte jahreszeitliche Schwankungen der Axe und der linken (nördlichen) Kante des Golfstromes sind nicht vorhanden.

c) Auf der rechten (südlichen) Stromseite sind Meerströme nach Südwesten sehr häufig; sie erstrecken sich bis nach den Bermuda-Inseln, sind natürlich auch nicht stetig und oft durch Nordoststrom ersetzt.

d) Östlich von ungefähr 40° westl. L. auf der Route von New-York nach dem Englischen Kanale ist die Golfströmung schon so schwach und unregelmässig, dass ihre Bedeutung wenigstens für die Navigation einem Minimum sich nähert.

e) Unter den Ausläufern des Golfstromes ist erstens die Strombewegung in der Biscaya-See zu nennen. Hier finden wir jetzt die Rennellströmung getilgt; über dem flachen östlichen Teile dieser See und auch auf den »Gründen vor dem Kanale« giebt der neue Atlas mit Recht für keinen Monat eine vorherrschende Bewegungsrichtung an, weil eine solche eben fehlt; über dem tiefen westlichen Teile dagegen sind östliche und südöstliche Versetzungen eingezeichnet, welche aber zeitweise (z. B. im Juni) unter der spanischen Küste nach Kap Finisterre hin in südwestliche Richtungen übergehen.

Sowie wir auf einer Reise nach Süden Kap Finisterre passiert haben, gelangen wir in das Bereich des zweiten Zweiges der Golfströmung, der schliesslich zur Kanarienströmung wird. Diese nach Süden setzende Trift ist auf der europäisch-afrikanischen Seite von 50° nördl. Br. bis 10° nördl. Br. ununterbrochen verfolgbar, ja in manchen Monaten bis 5° nördl. Br.

Interessant ist speziell die Bewegung der Gewässer an der Küste von Kap Verde bis Kap Palmas. In Übereinstimmung mit den Untersuchungsergebnissen des Niederländischen Meteorologischen Institutes [1]) zeigt es sich, dass vom Dezember bis Mai unter Land und auch noch in einem Abstande bis reichlich 100 Seemeilen der Strom nach Süden und Südosten setzt, als Folge des um diese Jahreszeit durchstehenden Nordost- und Nordpassates; während der Zeit vom Juni bis in den November herrschen aber Bewegungen nach Nordwesten dicht an der Küste, nach Norden und Nordosten in einem grössern Abstande von der Küste vor, im Anschlusse an die südlichen und südwestlichen Winde dieser Saison. Ist dieser Südwestmonsun sehr westlich, d. h. weht er aus WSW oder gar aus West, dann setzt auch im Sommer zwischen Sierra Leone und Kap Palmas, also auf

---

[1]) S. »De Guinea- en Aequatoriaal Stroomen«, Utrecht 1895.

der südlichen Teilstrecke dieses Küstenstriches, das Wasser nach Südosten, während andererseits bei südlichen Winden im Winter auf dieser selben Teilstrecke das Wasser zeitweise nach Nordwesten fliesst (siehe August-, Oktober-, Novemberkarten). Man muss also sagen:

1. Auf der nördlichen Hälfte von 15° nördl. Br. bis Sierra Leone (8° nördl. Br.) ist ein von dem allgemeinen halbjährlichen Wechsel des Windsystems abhängiger regelmässiger Stromwechsel zwischen Nordwest- und Südostrichtung vorhanden.

2. Dieser Wechsel ist im Grunde auch für die südliche Hälfte (8° nördl. Br. bis Kap Palmas) gültig, wird hier aber sehr häufig und oft überdeckt und abgelöst von Triften, welche den im einzelnen Falle auftretenden Windrichtungen sich anpassen.

Im Gebiete des Südatlantischen Ozeanes tritt unter der brasilianischen Küste nördlich von 20° südl Br. bis nach Pernambuco (aber auch nur auf dieser Strecke) der regelmässige Stromwechsel auf den englischen Stromkarten ebenfalls zu Tage, so dass man jetzt die einschlägigen Verhältnisse sicher kennt. In den Monaten März bis September muss man hier also ziemlich bestimmt auf den oft recht kräftigen nördlichen Meerstrom rechnen, etwa 40 bis 50 Seemeilen vom Lande, in den Monaten Oktober bis Februar ist bei jetzt meist sehr östlichem Passate dieser nördliche Küstenstrom nicht vorhanden, das Wasser setzt nun vielmehr in seiner Gesamtheit nach Südwesten.

In der grossen, von Kap Frio bis Santa Catharina (27° südl. Br.) sich erstreckenden Meeresbucht, in deren innerem Teile Santos liegt, kommen Gegenströme nach Norden und Nordosten fast niemals vor, obwohl manche Stromkarten gerade hier solche Meeresströme angeben; das Wasser setzt vielmehr auch hier allgemein nach Südwesten zum Lande hin.

Die von deutscher Seite zuerst nachgewiesene Falklandströmung ist nunmehr für alle Monate durch die neue Darstellung gesichert. In dem Gebiete zwischen Staaten Island, den Falklands-Inseln und der Ostküste Patagoniens hat also das von Süden stammende und daher kühle Wasser die vorherrschende Richtung nach Norden und Nordosten — was alle ältern Kartenwerke nicht zeigen —; nur in den grossen, an der patagonischen Küste sich mehrfach wiederholenden Buchten sind, soweit nicht Gezeitenbewegungen gespürt worden sind, Gegenströme nach Süden, zumal zur Zeit des südhemisphärischen Winters, konstatiert, jedoch ist dann weiter seewärts immer noch die eigentliche Strömung nach Nordosten vorhanden, welche übrigens bei 40° südl. Br. schon undeutlicher wird und wohl in dem dann ziemlich allgemeinen Zuge des Wassers nach Osten aufgeht.

Die Bedeutung des Golfstroms für das Klima von Nord-Europa ist von O. Pettersson studiert worden[1]). Zunächst betont derselbe, dass es noch sehr an Beobachtungsmaterial fehlt zur Beantwortung der Fragen: wo der Golfstrom im Winter zu finden ist, welchen Wärmevorrat er bringt, und wie dieser ausgenutzt wird, und ob oder welchen Schwankungen diese Wärmemenge unterworfen ist. Die Studie von Pettersson wird, da sie kein neues Material hinzubringt, nur ein vorläufiger Beitrag zur Beantwortung dieser Fragen sein.

Aus den deutschen und schwedischen Untersuchungen der Nordsee während ihres Sommers hat sich ergeben, dass alsdann das nördliche Nordseeplateau von Shetland und den Orkneys bis zur Dogger-

[1]) Meteorologische Zeitschrift. 13. p. 285 ff. Auszug in Naturw. Rundschau 1897. No. 3.

bank und dem Skagerrack von einem mächtigen Wasserlager mit hohem Salzgehalte, einem Ausläufer des Golfstromes, bedeckt ist, und dass ein zweiter Strom atlantischen Wassers durch den englischen Kanal bis zu 52° bis 53° nördl. Br. vordringt. Rings um diese Flächen findet sich Wasser von geringerem Salzgehalte, und im Osten ist alles vom salzarmen baltischen Strome überflutet, der sich durch eine relativ hohe Temperatur (17° C.) vor dem ozeanischen Wasser (12° C.) auszeichnet. Auch im Winter überquert ein mächtiger Strom atlantischen Wassers das nördliche Nordseeplateau mit hohem Salzgehalte und einer Temperatur, die selbst in der kältesten Jahreszeit selten unter 6° C. sinkt; ebenso dringt ein anderer Strom von gleichem Salzgehalte und etwas höherer Temperatur durch den englischen Kanal ein. In der Regel treten diese Flächen warmen Wassers getrennt auf; zuweilen fliessen sie zu einem grossen, zentralen Gebiete von Golfstromwasser zusammen, das von salzärmerem und kälterem Wasser umgeben ist. Im Osten ist das baltische Wasser auf einen schmalen Küstenstrom von 1° bis 2°, zuweilen von 0° und — 1° längs der schwedischen und norwegischen Küste reduziert, während das Skagerrack mit Wasser von 4° bis 5° überdeckt ist, welches wahrscheinlich aus nördlichen Gegenden des norwegischen Meeres stammt.

Zeichnet man die Linien gleichen Salzgehaltes (Isohalinen) und die Linien gleicher Temperatur des Oberflächenwassers, so findet sich ein Zusammenfallen zwischen den folgenden Grenzlinien: Isohaline von 35 pro Mille und und Isotherme von 6° (atlantisches Wasser); Isohaline von 33 und 32 pro Mille und Isotherme von 4° und 3° (norwegisches Wasser); Isohaline von 30 pro Mille und Isotherme von 2° (baltischer Strom). Vergleicht man nun diese hydrographischen Karten mit den meteorologischen für die Wintermonate, so findet man, dass die mittlern Isobaren und Isothermen eine sehr ähnliche Gestalt haben wie die Isohalinen und Isothermen der Meeresoberfläche.

Die Isobaren und Isothermen bilden im Winter langgestreckte Buchten und Schlingen, und ähnlich verlaufen die hydrographischen Isohalinen und Isothermen; die Gebiete des kleinsten Luftdruckes fallen mit der Fläche der höchsten Oberflächentemperatur des Meeres oder mit der Ausbreitung des Wassers von höchstem Salzgehalte (dem Ausläufer des Golfstromes) zusammen. »Dies weist auf die Möglichkeit eines kausalen Zusammenhanges zwischen dem Zustande des Meeres und der Atmosphäre hin, welcher darin bestehen kann, dass die Luft, welche im Winter sich über dem zentralen, am höchsten erwärmten Teile der Nordsee befindet, im Kontakte mit dem Golfstromwasser erwärmt wird und, mit Feuchtigkeit gesättigt, emporsteigt, sich in den höhern Schichten der Atmosphäre ausbreitet, wo ihre Feuchtigkeit kondensiert wird. Diese Luftsäule, welche in aufsteigender Bewegung ist, bildet gleichsam den Kern eines grossen

atmosphärischen Wirbels oder einer barometrischen Depression, welche nach aussen von einem kältern Luftlager umgeben ist.«

Mit dem Frühlinge ändert sich dieses Verhältnis; die Temperatur des baltischen Stromes nimmt rasch zu, während diejenige des atlantischen Wassers sehr langsam wächst; im April und Mai hat das Oberflächenwasser im ganzen Nordseegebiete eine fast gleichmässige Temperatur von 8° bis 9°, auch die Temperatur des Festlandes ist von der des Meeres wenig verschieden. Infolgedessen zeigen die Isobaren eine Tendenz, parallel den Breitengraden zu verlaufen; Nordsee und Skagerrack verlieren ihre frühere Anziehungskraft auf die Cyklonen, was sich durch verminderte Frequenz der Sturmbahnen kundgiebt. Im Sommer steigt die Temperatur des baltischen Stromes bis auf 17°, und die Oberfläche des ganzen Skagerrack und Kattegatt, wie die norwegische Rinne sind mit warmem Wasser bedeckt, während im nordwestlichen Teile der Nordsee das Wasser nur 12° bis 13° warm ist; die Isothermen gehen jetzt diagonal, und das Temperaturgleichgewicht ist wieder gestört. Im September und Oktober vermindert sich der baltische Strom, nordisches Wasser von 32 bis 33 pro Mille Salzgehalt tritt am Skagerrack auf; im November herrscht Temperaturgleichgewicht, aber die Temperatur des Landes ist jetzt bedeutend niedriger, und die Frequenz und Intensität der Cyklonen nimmt daher zu.

Diese Beziehung zwischen dem Zustande des Meeres und den meteorologischen Erscheinungen ist begründet in dem Wärmeaustausche zwischen der warmen Meeresoberfläche und der darüber befindlichen Luft, und Pettersson stellt den Satz auf: »Die Bedingung für die Entstehung einer dauernden barometrischen Depression im Winter über irgend einem Teile des Atlantischen Ozeanes ist, dass ein Zweig oder Ausläufer des Golfstromes dort vorhanden ist, welcher dem Minimum als Unterlage dient, woraus dasselbe die zu seiner Erhaltung nötige Energie schöpft.« Kann dieser Satz zunächst auch nur auf die thermische Erforschung der Nordsee gestützt werden, so sprechen doch auch die bisher noch sehr lückenhaften Daten aus den Meeresregionen, die gleichfalls als Gebiete barometrischer Depressionen im Winter bekannt sind, für die Gültigkeit desselben.

Zur Beantwortung der Frage, welchen Wärmevorrat die Ausläufer des Golfstromes bringen, und wie diese Wärme ausgenutzt wird, standen dem Verfasser nur Daten aus der systematischen Erforschung der Nordsee und der Ostsee zur Verfügung, wo 1893 und 1894 zu verschiedenen Jahreszeiten Tieflotungen an denselben Stellen ausgeführt worden sind. Auf der Nordsee sind an vier Stationen, an denen das Wasser von der Oberfläche bis zum Boden salzreich war, also dem Golfstrome angehörte, Temperaturmessungen im August, November und Februar gemacht und ergaben übereinstimmend eine vollkommene thermische Gleichmässigkeit in der kältern Jahreszeit. Während die obern Wasserschichten im Sommer eine höhere Temperatur haben als die untern, herrscht in der kältern

Jahreszeit vom November bis März eine vollkommen gleichmässige Temperatur in allen Tiefen der Nordsee von der Oberfläche bis zum Boden. Die im Herbste an der Oberfläche sich abkühlenden Wasserteilchen sinken nämlich wegen des überall gleichen Salzgehaltes zu Boden, während die wärmern aufsteigen, bis schliesslich die Temperatur überall gleich, im November 9.1°, Mitte Februar 6.4°, geworden. Der im ganzen Wasser aufgespeicherte Wärmevorrat wird also der Atmosphäre zugeführt und wird einzig zur Erwärmung der Luft und ihrer Sättigung mit Feuchtigkeit verwendet; hierdurch wird gleichzeitig eine vollständige Ventilation des Nordseewassers bewirkt. Zur Ermittelung der Wärmemenge, welche in dieser Weise vom Wasser an die Luft abgegeben wird, sei noch angeführt, dass im August bis zu 50 *m* Tiefe die Temperatur 12.2° und von da bis zum Boden in 200 *m* Tiefe 9.2° gefunden wurde. Daraus ergiebt sich die Wärmeabgabe pro Quadratmeter vom August bis zum November zu 150000 Kalorien und vom November bis Mitte Februar = 540000 Kalorien, eine Wärmemenge, welche wohl ausreichen wird, um der Luft die zur Erhaltung der Depressionen notwendige Energie mitzuteilen.

In der Ostsee liegen die Verhältnisse anders; ihre muldenförmigen Vertiefungen sind mit spezifisch schwererem Wasser von mehr als 9 pro Mille Salzgehalt angefüllt, welches an den vertikalen Konvektionsströmungen des leichtern (7 bis 8 pro Mille Salzgehalt) Oberflächenwassers nicht teilnimmt. Im Sommer wird die Deckschicht bis zu einer gewissen Tiefe auf 16° bis 18° C. erhitzt; beim Abkühlen im Herbste sinkt das Wasser jedoch nur bis zum Boden dieser Deckschicht, etwa 50 bis 60 *m*, und nur in dieser erfolgt die Abkühlung durch Konvektionsströme. Während die Temperatur des Bodenwassers in den Vertiefungen das ganze Jahr hindurch unverändert bleibt, zeigt die Deckschicht im August bis 20 *m* Tiefe 15° C. und bis zur Grenze 6° bis 7°, im November hat die ganze Deckschicht 8.5° und im März 1.4° C. ergeben. Daraus berechnet sich die Wärmeabgabe pro Quadratmeter vom August bis November = 130000 Kalorien und vom November bis März = 355000 Kalorien. Ist also die Wärmeabgabe der Ostsee an die Atmosphäre trotz des grössern Temperaturgefälles (15° bis 1.4° C.) geringer als die der Nordsee, so reicht doch auch sie hin, um auf die klimatischen Verhältnisse der Atmosphäre einen wesentlichen Einfluss zu üben.

Der Zustand des norwegischen Meeres zwischen Süd-Grönland und Island, wo sich die grossen barometrischen Depressionen im Winter ausbilden, ist unbekannt. Durch die Lotungen der norwegischen Expedition weiss man jedoch, dass im östlichen Teile sich wenigstens 200 bis 300 *m* mächtige Oberflächenschichten von warmem Wasser befinden, welche im Herbste und im Winter in Wärmeaustausch mit der Atmosphäre treten müssen. Es unterliegt daher keinem Zweifel, dass auch hier derselbe Vorgang, obschon in weit

grösserem Massstabe als in der Nordsee und der Ostsee, sich abspielt und die Bildung der Depressionen in diesen Gegenden erklärt.

Die Frage endlich nach der Konstanz der Wärmequelle, welche der atlantische Warmwasserstrom jährlich der Atmosphäre zuführt, sucht Pettersson in der Weise zu beantworten, dass er für diejenigen Winter, welche in ihrem allgemeinen Charakter von der Norm abwichen, die Wärmeverteilung in dem wärmern Gebiete des Atlantischen Ozeanes studierte. Er wählte hierzu fünf Stationen, zwei in Island und je eine auf den Faröer, Shetland und an Norwegens Küste, an denen seit 22 Jahren regelmässige meteorologische Beobachtungen gemacht sind. In dieser Zeit war das Jahr 1888 ungewöhnlich kalt, 1890 ungewöhnlich mild. Es findet sich nun, dass die Temperatur des ganzen östlichen Hauptzweiges des atlantischen Stromes im Jahre 1888 bedeutend unter der normalen war, während im Winter 1890 die Wassertemperatur an diesen Stationen beträchtlich höher war als der Mittelwert. Der westliche Zweig war dagegen beträchtlich wärmer im Jahre 1888 und kälter im Winter 1890. Dadurch ist erwiesen, dass die Wärmeaxe des Golfstromes in gewissen Jahren eine westlichere, in andern eine östlichere Lage einnimmt, und die Ursache der kalten Periode von September 1887 bis Oktober 1888 scheint darin zu liegen, dass der westliche Zweig des warmen atlantischen Stromes sich auf Kosten des östlichen entwickelte.

Auch in den Jahren 1881 und 1882, von denen das erstere sehr streng, das letztere sehr mild war, fand eine Übereinstimmung statt zwischen der Oberflächentemperatur des Atlantic und der Lufttemperatur des Winters im nördlichen Europa; der strenge Winter 1881 war aber nicht durch eine Oszillation der Wärmeaxe des Golfstromes nach Westen bedingt, da die Meerestemperatur sowohl im Westen Islands wie im östlichen Strome überall sehr herabgesetzt war im Januar und Februar 1881. Der atlantische Driftstrom zeigt also in gewissen Jahren Schwankungen, nicht nur in seiner Richtung, sondern auch in seiner Intensität, welche mit gewissen klimatischen Verhältnissen in Nord-Europa zusammenzufallen scheinen.

Pettersson hat noch spezieller die Verhältnisse der Nordsee und der Nordseeländer untersucht. Die Messungen im Februar 1894 und im Februar 1895 zeigten, dass die Ausbreitung des ozeanischen Wassers von mehr als 35 pro Mille Salzgehalt (des Golfstromes) grösser war im Februar 1894 als im Februar 1895. Im letztern Jahre reichte das salzreiche, 6° warme Wasser nur bis nördlich von der Doggerbank, während das südlichere Nordseeplateau salzärmeres, kaltes Wasser (0° und 1° bis 3°) enthielt. Im Februar 1894 hingegen bedeckte das ozeanische Wasser auch den grössten Teil des südlichen Nordseeplateaus und vereinigte sich mit dem durch den englischen Kanal eindringenden Ast des Golfstromes, dessen Temperatur meist 6.8° bis 7° war; auch die Oberfläche des Skagerracks war wärmer. »Es ist somit bewiesen, dass die Temperatur der Nordsee im Winter von einem Jahr zum andern beträchtlich

schwanken kann.« Mit dieser Schwankung korrespondiert die Thatsache, dass in Skandinavien der Winter 1894 sehr mild und der von 1895 gerade in den fraglichen Monaten sehr kalt war.

Noch auffallender tritt diese Korrespondenz zwischen Meerestemperatur und Lufttemperatur in den beiden Wintern 1883 und 1896 zu Tage, von denen der erstere in Skandinavien sehr kalt und der letztere ungewöhnlich warm war.

Die Gewässer der Bank von Neufundland und ihrer weitern Umgebung bildeten den Gegenstand einer ozeanisch-geographischen Studie von Dr. Gerhard Schott [1]). Seit A. Petermann's Arbeit über den Golfstrom [2]) ist dem mittlern Teile desselben, d. h. den Gewässern der Neufundlandbänke, wo sich die krassesten Gegensätze, die überhaupt der physische Zustand des Weltozeans irgendwo zeigt, finden, eine eingehendere Behandlung an der Hand des neuern Materials nicht zu Teil geworden. Diese giebt nunmehr Dr. Schott und fügt detaillierte Karten bei, welche sich von 40° bis 50° nördl. Br. und von der amerikanischen Küste bis 40° westl. L. erstrecken. Als Monate der extremen Verhältnisse sind, den jetzigen Gepflogenheiten entsprechend, Februar und August angenommen worden.

In den Karten finden wir zunächst die im Hochsommer vorherrschenden Bewegungen. »Wir sehen, dass der Golfstrom im allgemeinen ziemlich genau dem Aussenrande der 200 *m*-Linie folgt, d. h. dass seine linke Kante ungefähr durch den Rand der Flachsee gegeben ist; in dem Masse, als die Flachsee nach Norden zurückweicht (unter den Längen zwischen Sable-I. und 53° westl. L.), dehnt sich auch der Warmwasserstrom etwas weiter nach Norden aus, wenn er auch diese tiefe Bucht unter 55° westl. L. meist nicht ganz beherrscht. Durch den Westrand der Neufundlandbank wird er aus seiner ONO-Richtung nach Südosten abgelenkt, er biegt sogleich wieder nach Nordosten jenseits von 50° westl. L. auf, kann aber, durch den hier die grösste Macht entfaltenden Eisstrom gehindert, nicht dicht an dem Ostrande der Bank entlang gleiten, sondern wird nach rechts abgedrängt: eine Schwenkung, die durch die Erhebung der Vlämischen Kappe, welche an seiner Westkante liegen bleibt, sowie durch häufige N—NW-Winde unterstützt wird; schliesslich wirkt die Erdrotation auch in gleichem Sinne ein. Dass der Golfstrom als eine geschlossene, sich schnell bewegende Wassermasse das tiefe Wasser aufsucht, ist erklärlich, wenn wir bedenken, dass er eine Mächtigkeit von mindestens 500 *m* in der westlichen Hälfte unseres Gebietes sicherlich hat.

Kräftige Vorwärtsbewegung nach Osten und Nordosten kann man im allgemeinen nur über dem tiefen Wasser erwarten; und dies ist in der That auch der Fall. Es tritt zwar manchmal (im

[1]) Petermann's Mitteilungen 1897. Heft 9. p. 201 ff.
[2]) A. a. O. 1870. Heft 6 und 7.

Sommer) warmes Wasser auch auf dem südlichen Teile der Neufundlandbank selbst auf, aber es ist dort sozusagen in fremder Umgebung verloren, es strömt nicht.

Innerhalb des warmen Wassers lassen sich Gegenden mit besonders grosser Schnelligkeit unterscheiden von solchen geringerer Vorwärtsbewegung; die grösste daselbst angegebene Versetzung ist S 86° O 89 Seemeilen in 24 Stunden, doch kommen Geschwindigkeiten des Golfstromes von über 70 Seemeilen öfters vor, jedoch nur westlich von 60° westl. L.; der Durchschnittsbetrag erreicht dagegen nur 24—30 Seemeilen täglich für die Nordost- und Südost-Richtungen und nimmt von Westen nach Osten schon innerhalb des hier behandelten Gebietes sehr deutlich ab. Es sind dies Geschwindigkeiten, die an vielen Stellen des Meeres stets auch erreicht werden; in dieser Hinsicht bietet also der Golfstrom hier bereits nichts Ausserordentliches mehr, und wenn wir die Untersuchung über 40° westl. L. nach Osten hin fortsetzten, so würde sich zeigen, wie dort der mittlere Betrag der Versetzung noch schneller und so bedeutend abnimmt, dass ein Einfluss auf die Schiffe im offenen Ozeane kaum mehr erkennbar wird; auch die Richtung der Stromversetzungen, die die Navigation feststellt, ist hier ganz verschieden und schnell wechselnd. Dies ist ein Resultat, welches die veröffentlichten sechs »Current Charts of the Atlantic Ocean« (London 1897, Hydrographic Departement, Admiralty) bestätigen, und welches den ältern Anschauungen Findlay's, Blunt's u. a. m. sich nähert, die seinerzeit von Petermann scharf bekämpft wurden, grossenteils unnötigerweise, denn der Standpunkt beider Parteien von damals ist sehr wohl vereinbar, wenn man nur zwischen dem Fliessen des Stromes und der thermischen Wirkung unterscheidet, welch letztere viel weiter reicht als der unmittelbare Wirkungsbereich der Bewegung als solcher auf die Navigation.«

Was die kalten Gewässer anbelangt, so unterscheidet Dr. Schott den eigentlichen polaren Eisstrom und den kalten Küstenstrom. »Ersterer hat eine deutliche Süd- bis Südost-Richtung, hält sich als ozeanische Strömung ebenfalls an tiefes Wasser und bewegt sich demgemäss am Ostrande der Neufundlandbank entlang, oft mit grosser Geschwindigkeit und mit ganz besonders niedrigen Temperaturen, wie die Temperaturkarten sehr klar zeigen. In der Form eines Sackes verlaufen die Isothermen unter 48, 49, 50° westl. L. bis herunter nach 42° nördl. Br. Es ist dies der schon von Petermann beschriebene »arktische Keil« oder »Kaltwassergolf«. Mit diesem Strome kommen die Eisberge herab. Die Trift der tief tauchenden grossen Eisberge weit nach Süden und Osten in das warme Wasser hinein, sowie andere Überlegungen, besonders der Umstand, dass auf der Neufundlandbank selbst nirgends ein konstanter Strom gefunden worden ist, machen es höchstwahrscheinlich, dass dieser eisführende Labradorstrom in der That zum grössten Teile unter das warme Wasser taucht, resp. von letzterem oberflächlich bedeckt wird.

Eine ganz unbedeutende Menge des von Norden kommenden kalten Wassers mag mit Südwestrichtung zwischen Kap Race und den Virgin Rocks über die Bank ziehen, aber keinesfalls — dies ergiebt sich sicher — ist man berechtigt, den Labradorstrom als Ganzes über die flachen Gründe in ungeschwächtem Masse verlaufen zu lassen und ihn derart bis nach New-York hin und weiter unter Land fortzuführen. Die Berichte, die wir über die Strömungen auf der grossen Neufundlandbank von Schiffen haben, welche dort vor Anker gelegen haben — dies ist natürlich das Massgebende —, führen ganz übereinstimmend zu dem Ergebnisse, dass auf der Bank alle möglichen Richtungen des Stromes auftreten, dass ferner die Bewegungen durchweg schwach sind, und sehr häufig gar keine Trift zu konstatieren ist. Ja, es treten über grössern Strecken, nicht bloss unter der Neufundlandküste, regelmässige Gezeitenbewegungen auf, indem man einen etwas stärkern Flutstrom nach Südwesten, einen schwächern Ebbestrom nach Nordosten wahrnimmt.

Der Labradorstrom als solcher tritt nicht auf die Bank; dies ist das wichtigste Ergebnis, welches wiederum in erfreulicher Weise durch den neuen englischen Stromatlas bestätigt wird. Die Karten dieses Werkes zeigen nämlich für die Neufundlandbänke überhaupt sehr wenig Versetzungen, und das Material, welches vorliegt (für die Monate Januar, Juni und November), lässt jedenfalls so viel sicher erkennen, dass von einer Kontinuität des Labradorstromes mit dem über der Bank und unter Neuschottland sich findenden kalten Wasser, mit dem »cold wall«, nicht die Rede sein kann.

Nach den vorliegenden Beobachtungen ist es gänzlich unmöglich, über die Neufundlandbank eine kalte Strömung herzuleiten; »der Schluss scheint ganz naheliegend, ja der einzige Ausweg zu sein, dass man annimmt, die unter der Küste Neuschottlands u. s. w. bis nach New-York häufig auftretenden Versetzungen nach Südwesten seien in der Hauptsache — wenn auch nicht ausschliesslich — die Fortsetzung des Cabotstromes, d. h. des in der westlichen Hälfte der Cabotstrasse südwärts fliessenden Wassers: dasselbe muss doch irgendwohin weiter abfliessen. Soweit Verf. sieht, ist diese Meinung bislang noch nicht ausgesprochen worden; sie wird aber nicht bloss durch diejenigen Thatsachen gestützt, die sich auf die Bewegungen der Gewässer der grossen Neufundlandbank beziehen, sondern auch die Temperaturerscheinungen passen gut hierzu. Der Verlauf der Isothermen im August macht es nicht wohl möglich, eine kalte oder kühle Strömung nach Südwesten über der Neufundlandbank selbst zu erkennen — ist doch das Wasser daselbst im Mittel ganz beträchtlich wärmer als am Ostrande der Bank, wo erst der polare Strom sich findet — dagegen können die kühlen Temperaturen nahe unter Neuschottland (14—16°) sehr wohl aus dem St. Lorenz-Golf stammen, dessen Oberflächentemperaturen auch im August etwa 15° C. im Durchschnitte betragen, und dessen Wasserwärme schon in ganz geringer Tiefe (70 bis 90 *m*) bis nahe an 0° C. herabgeht. Im Winter haben

wir bei der dann vorhandenen ausgedehnten Vereisung des Golfes natürlich erst recht keine Schwierigkeiten, alle die niedrigen Temperaturen der ostamerikanischen Küste und ihre Begleiterscheinungen aus dem St. Lorenz-Golfe herzuleiten. Es ist sehr wohl denkbar, dass bei der Erscheinung des kalten Wassers unter der Ostküste der nördlichen Vereinigten Staaten auch der Auftrieb, d. h. ein Aufquellen von kaltem Tiefenwasser, zeitweise, zumal bei starken Nordwestwinden, die ja hier häufig sind, mit hinzutritt, aber es fehlt uns bisher die positive Grundlage der Beobachtung, um diesen Faktor noch hinzuziehen zu können.

Zeitweise mögen ja auch von der Neufundlandbank selbst Wassermengen nach Südwesten treiben, zumal bei nördlichen und nordöstlichen, durchstehenden Winden, aber der St. Lorenz-Golf ist offenbar der hauptsächlichste Quell für den kalten Küstenstrom der Vereinigten Staaten auf der Strecke bis nach New-York hin. Man bedenke auch, dass ein grosser Teil der auffälligen Phänomene nur eine Kontrastwirkung ist, hervorgerufen durch das Fehlen des warmen Golfstromes.

Westlich von Kap Sable (Neu-Schottland) bis nach New-York hin verdient dieser kühne Küstenstrom schon kaum mehr den Namen einer Strömung; das Oberflächenwasser treibt vorwiegend mit den wechselnden Winden, und wenn wir in den ausgedehnten Golf von Maine uns auf nördlichem Kurse weiter hineinbegeben, so hört sehr schnell der Strom fast ganz auf, es herrschen daselbst über den vielen flachen Bänken (George-Bank u. s. w.) Gezeitenbewegungen von Süden nach Norden und umgekehrt vor, die allerdings ein sehr deutliches Übergewicht der Flutbewegung nach Norden erkennen lassen.

Alles, was bisher über den »cold wall« und die dabei in Frage kommenden Wasser gesagt wurde, bezog sich nur auf den nördlichen Teil dieser Erscheinung, auf das Gebiet nördlich von der Breite von New-York etwa.

Südlich davon, zumal südlich von Kap Hatteras bis nach Florida hin, kann man nur in einem beschränkten Sinne noch von dem »kalten Wall« sprechen, da dem Phänomen durchaus andere Eigenschaften daselbst zukommen. Während in unserem Gebiete der niedrigen Temperatur und deren Folgen, wie Nebel u. s. w., die Hauptbedeutung zukommt, und das Fliessen des Wassers nach Südwesten sehr in den Hintergrund tritt, hat man unter der Küste von Virginia und Carolina umgekehrt eine ausgesprochene Neerströmung nach Süden, die in allen Monaten nachgewiesen wurde, aber nur eine ganz mässige Temperaturerniedrigung. Hier liegt ein typischer Reaktionsstrom vor, der sein Wasser aus links abkurvendem Golfstromwasser bezieht und, weil er von höherer nach niederer Breite zieht, kühl erscheint (Temperaturgegensatz nur 2—3°), während im Norden durch das Auftreten anderer Wasserarten der »cold wall« gebildet wird (Temperaturgegensatz bis über 20°).

Überblickt man diese Verhältnisse im grossen, so wird man zu einem Vergleiche mit den Bewegungsvorgängen in den ostasiatischen Gewässern, speziell an der chinesisch-japanischen Küste geführt, die leicht übersehbare Analogien bieten; unter diesen sei nur auf die eine aufmerksam gemacht, dass die kühle Südweströmung der chinesischen Küste auf Grund ganz sicherer Beweise keinesfalls »polaren« Ursprunges ist, sondern ebenfalls aus einem nahebei gelegenen Golfe hergeleitet werden muss, nämlich aus dem Golfe von Pe-tshi-li, welcher in fast gleichem Grade wie der St. Lorenz-Golf im Winter auf grössern Strecken Eisbildung zeigt.«

Eine regelmässige Verlagerung der Stromaxe mit den Jahreszeiten ist nicht vorhanden. »Interessanter als die Lage der Strommitte ist die Grenze zwischen warmem und kaltem Wasser, d. h. die Lage der linken oder nördlichen Kante des Golfstromes.

Es ist wahrscheinlich, dass im Winter die Golfstromgrenze ein klein wenig weiter nach Süden zurückgedrängt ist; die mittlere Verschiebung dürfte aber kaum 60 Seemeilen oder rund 100 *km* betragen. Kommt diesem Ergebnisse eine Realität zu, so steht es durchaus nicht im Widerspruche mit dem, was über die Konstanz der Lage der Stromaxe im Laufe des Jahres gesagt wurde. Denn die Stromaxe, d. h. die Gegend grösster Geschwindigkeit, kann sehr wohl dieselbe bleiben, während gleichzeitig die seitliche Ausdehnung oder die Breite der Strömung veränderlich ist. Soviel ist aber klar, dass der regelmässige jahreszeitliche Wechsel auch der Strombreite nur herzlich unbedeutend ist. Um so grösser sind dagegen die aperiodischen Änderungen in den Stromverhältnissen, und dies ist das Charakteristische in dem ganzen Gebiete. Wenn man nämlich feststellt, wie weit nach Norden das Golfstromwasser unter Umständen vordringt, und umgekehrt, wie weit nach Süden das kalte Wasser schon gefunden worden ist, so ergiebt sich, dass die innerhalb derselben Saison oder innerhalb desselben Monates der verschiedenen Jahre möglichen Verschiedenheiten der Lage der Grenze zwischen Golfstrom und Küstenstrom, resp. Labradorstrom mindestens doppelt so gross sind als die mittlere Verschiebung dieser Grenze vom Sommer zum Winter; es ist dies die deutlichste Illustration für die Untersuchung so ausserordentlich erschwerende grosse Veränderlichkeit dieser Strömungen überhaupt. Es kann vorkommen, dass man beispielsweise unter 55^{0} westl. L. im August des einen Jahres den Golfstrom noch in $44^{1}/_{2}{}^{0}$ nördl. Br. findet, im August eines andern Jahres aber schon in 42^{0} nördl. Br. die linke Kante des Golfstromes verlässt, während die jahreszeitliche Verschiebung im Mittel unter diesem Meridian nur etwa 30 Seemeilen beträgt; es ist natürlich auch nicht ausgeschlossen, dass innerhalb desselben Monates eines bestimmten Jahres ähnlich grosse Verschiebungen der Grenze eintreten.«

Alles zusammenfassend, zieht Verf. folgende Schlüsse:

I. Das Golfstromwasser 1. findet sich nur über den tiefen Gebieten;

2. hat grosse Geschwindigkeit nur westlich von 60° westl. L., ist östlich von 40° westl. L. als Strom schon fast unmerklich;

3. hat daher Bedeutung für die Schiffahrt nur in einem viel kleinern Gebiete, als das ist, für welches seine thermische Wirkung nachgewiesen ist;

4. die Jahreszeiten verursachen in der Lage der Stromaxe (d. h. der Linie der grössten Geschwindigkeit) keinen regelmässigen Wechsel, in der mittlern Breite oder seitlichen Ausdehnung des Stromes auch nur geringfügige Änderungen;

5. dagegen sind die aperiodischen Verschiebungen der Grenze zwischen warmem und kaltem Wasser sehr häufig und sehr beträchtlich.

II. Die kalten Gewässer. 1. Der Labradorstrom, ebenfalls über tiefem Wasser, ist nachweisbar nur am Ostrande der Neufundlandbank, hat eine Richtung erst nach Südosten, dann nach Süden bis Südsüdwesten, findet sein Ende im Golfstrome, und zwar östlich von 50° westl. L., gelangt also nicht an die Ostküste der Vereinigten Staaten.

2. Auf der Neufundlandbank ist keine Strömung von Bedeutung.

3. Aus dem St. Lorenz-Golfe kommt die Cabotströmung; sie gewährt die Möglichkeit, die Erscheinungen des »kalten Walles« nördlich von 40° nördl. Br. zu verstehen.

4. Südlich von 40° nördl. Br., zumal südlich von Kap Hatteras, ist der »kalte Wall« nur ein Reaktions- oder Neerstrom des Golfstromwassers selbst.

Was die Temperaturen anbelangt, so zeigt der Verlauf der Isothermen die Abnahme der Wasserwärme nach Norden und nach Westen, d. h. in der Richtung nach dem Lande hin; es gilt dies für den Sommer und auch für den Winter. »Die mittlere Jahresschwankung bleibt im Südosten unseres Gebietes, d. h. da, wo der Golfstrom immer herrscht, unter 10° und nimmt in der NW-Richtung beträchtlich zu. Das Charakteristische aber ist zweierlei: erstens der Kaltwasser-Golf unter 49—50° westl. L., der im Sommer viel deutlicher ausgeprägt ist als im Winter, was schon Petermann bemerkt hat; zweitens sind die ausserordentlich hohen Beträge merkwürdig, um welche innerhalb gewisser Flächen zu verschiedenen Zeiten die Temperaturen voneinander abweichen können. Die Mittelwerte haben daher auf diesen Strecken kaum eine reelle Bedeutung.

Dies sind wiederum Beispiele für das Hin- und Herschwanken der Stromgrenzen, von welchen schon die Rede war. Diese Schwankungen sind im Winter grösser (stellenweise über 20°) als im Sommer; das Gebiet der grössten Veränderlichkeit liegt nicht da, wo man es erwarten sollte, d. h. in der Nähe des Südrandes der Grossen Neufundlandbank, wo der eisführende Labradorstrom in den Golfstrom hereinbricht, sondern weiter im Westen, an der Grenze zwischen Golfstrom und Cabotstrom. Man wird dies aus der Natur der Strömungen

zu erklären haben. Der Labradorstrom ist, wie oben ausdrücklich betont wurde, eine tiefgehende, ozeanische Strömung und unter diesem Gesichtspunkte dem Golfstrome gleichzustellen; zwei solche mächtige Strömungen werden sich nicht leicht aus den ihnen einmal zukommenden Gebieten verdrängen lassen, die Lage ihrer gegenseitigen Grenzen wird vergleichsweise konstant sein. Anders ist es bei der Cabotströmung, welche nach Passierung der Cabotstrasse nur eine oberflächliche, unter dem Einflusse besonderer Winde sehr leicht veränderliche Strömung darstellt; ihr im Vergleiche zum Golfstromwasser stets kaltes Wasser wird leicht und schnell bei besondern Wetterlagen sich oberflächlich und vorübergehend weit ausbreiten — dann haben wir sehr niedrige Temperaturen bis in das Golfstromgebiet hinein — und auch anderseits leicht zurückgedrängt werden, wenn der Golfstrom selbst mächtig nach seiner linken Kante hin andrängt. Dort also, am Südostende der Bank, haben wir zwei Strömungen, jede mit grosser Beharrungstendenz, hier aber ist die eine Strömung mit sehr grosser Beweglichkeit ausgestattet. Es ist ausserdem ja nicht ausgeschlossen, dass nach dem Westen, nach Land hin Auftrieberscheinungen zur Vergrösserung der Veränderlichkeit der Oberflächentemperaturen beitragen.

Eine wirklich befriedigende Grundlage für die Beurteilung der Stromverhältnisse dieser Gewässer wird erst — darüber kann kein Zweifel bestehen — gegeben sein, wenn wir eine grössere Zahl gut verteilter Beobachtungen über die Temperatur und Stromrichtung in den verschiedenen Schichten bis mindestens 500 *m* Tiefe hinab aus den verschiedenen Jahreszeiten besitzen werden, und zwar für die Gegend nördlich von 40° nördl. Br. und östlich von 60° westl. L., für welche wir noch nichts Dementsprechendes haben.«

Schliesslich verbreitet sich Dr. Schott über die Eis- und Nebelverhältnisse, bezüglich deren auf das Original verwiesen werden muss.

Der Golfstrom in der Nähe der Küste des europäischen Russland und im Barents-Meere. Mit den Beobachtungen, welche die von der russischen Regierung alljährlich in das nördliche Eismeer zum Schutze des Fischfanges und der Jagd entsandten Kreuzer 1893—1895 angestellt, hat M. E. Janko einige Resultate über die Grenze des Golfstromes im Juli und August in jener Region abgeleitet[1]).

»Im Laufe der zwei Sommermonate Juli und August fliesst längs der ganzen Murman'schen Küste ein 30 Meilen breiter Streifen bedeutend (bis zur Temperatur von 9 bis 11° C.) erwärmten Wassers; gen Nordost hin sinkt wohl die Temperatur, jedoch so langsam, dass sogar beim Mátotshkin Shar die Temperatur dieses Striches Wasser noch + 3° C. beträgt. Im östlichen Teile des Meeres aber, zwischen Kolgúyef und Vàigatsh, hebt sich hiervon eine Region mit Tem-

[1]) Annalen der Hydrographie 1897. p. 215.

peraturen von 0° und darunter, welche ihre Existenz offenbar der Nähe des kalten Karischen Meeres verdankt, sehr scharf ab.

Interessant sind folgende Einzelheiten:

Middendorf sagt in seinem Aufsatze: »Der Golfstrom östlich vom Nordkap«, dass in der Nähe von Kanin ein Arm vom Golfstrome sich trennt und längs des östlichen Ufers des Weissen Meeres bis an die Mündung der Dvina zu verfolgen sei. Die niedrige Temperatur, welche in der bezeichneten Region im Jahre 1893 von mir beobachtet wurde, beweist, dass, in jenem Jahre wenigstens, es einen solchen Arm des Golfstromes nicht gegeben hat.

Wie günstig das Jahr 1893 für die Schiffahrt im Eismeere gewesen, so ungünstig war dagegen das folgende Jahr 1894. Im Anfange des Sommers wehte im Weissen Meere sechs Wochen lang ein anhaltender, oft recht frischer Nordost. Man darf annehmen, dass ähnlicher Wind auch im Karischen und im östlichen Teile des Barents-Meeres herrschte. Als Resultat dieser meteorologischen Verhältnisse erscheint ein bedeutendes Sinken der Temperatur der Oberfläche des Meeres im ganzen nordöstlichen Teile des Barents-Meeres.

Wo im Jahre 1893 die Temperatur 5° C. betrug, finden wir für 1894 eine Temperatur von 3 bis 5° C. Östlich von Kolgúyef findet man 5° bereits nicht mehr. Bei der Insel selbst sind es 3° und 30 Seemeilen östlicher schon entweder 0° oder ununterbrochenes Eis. So stand es im Juli, welcher zwar recht warm war, jedoch auf sehr kalten Mai und Juni mit frischem Nordost folgte.

Im August änderte sich das Bild vollkommen: die Wärme des Juli mit seinen Südwinden hatte das Ihrige gethan, und die Isothermen nahmen folgende Lage an: die Region der 0° Temperatur wurde weit nach Osten gerückt bis zum Meridian der südlichen Spitze von Nòvaya Zemlyá, von welchem westlich die Temperatur sehr rasch zunahm, so dass bei Kolgúyef wir schon 3° und 5° hatten — somit also der Weg zur Petschòra offen stand.

Was die Beobachtungen über spezifisches Gewicht anbelangt, so erweist es sich (wenn man annimmt, dass der Golfstrom durch blaue Farbe und spezifisches Gewicht von 1.025 charakterisiert wird), dass längs dem Murman die südliche Grenze des Golfstromes sowohl in kalten als in warmen Sommern fast parallel der lappländischen Küste, ungefähr 100 Meilen von ihr entfernt, hinzieht. Weiter nach Osten aber bleibt sich die Lage des Golfstromes in verschiedenen Jahren durchaus nicht gleich.

In warmen Sommern zieht sich seine südliche Grenze 60 Seemeilen nördlicher als Kánin-Nòs hin, richtet sich dann auf die nördliche Küste von Kolgúyef und, nachdem sie ostwärts längs desselben Parallels ungefähr bis zum Meridian der Kolokolkof-Bai sich hingezogen, wendet sie sich schroff nach Norden, zum südlichen Gänse-Kap.

In kalten Sommern aber, besonders in Sommern mit frischem Nordost, welcher zweifellos eine entsprechende Meeresströmung

hervorruft, wird der Golfstrom bedeutend nach Norden zurückgedrängt, seine südliche Grenze bleibt dann von Kánin-Nòs 100 Seemeilen entfernt und wendet sich vom Meridian dieses Kaps, ohne nach Osten gegen die Petschòra hin vorzudringen, allmählich nach Norden, zum nördlichen Gänse-Kap.

Vom nördlichen Gänse-Kap an umspült der Golfstrom die Küste von Nòvaya Zemlyá fast ununterbrochen.

Diese Beobachtungen sprechen auch dafür, dass es noch zu wenige Data für durchaus sichere Schlüsse über die Verbreitung des Golfstromes giebt, dass ungeheure Wasserflächen im Barents-Meere noch der Erforschung, harren und dass die Resultate der zukünftigen Forschungen ausser dem ihnen innewohnenden grossen wissenschaftlichen Interesse auch ihren Teil praktischen Nutzens bringen werden.«

Untersuchungen über die Sturmfluten der Nordsee giebt R. Hennig in einer Inaugural-Dissertation (Berlin 1897). K. Fischer hat den wesentlichen Inhalt derselben wie folgt zusammengefasst[1]). »Ein alter friesischer Volksglaube behauptet, dass es vorwiegend bestimmte Tage im Jahre, wie Weihnachten und Neujahr, seien, an denen die Nordsee von Sturmfluten heimgesucht werde. Die obige Abhandlung kommt zu dem bemerkenswerten Ergebnisse, dass die Thatsachen dieser Anschauung Recht geben, und macht auch den Versuch, aus der allgemeinen Wetterlage eine Erklärung dafür zu gewinnen. Selbstverständlich war es von vornherein klar, dass sich nicht wirklich für einzelne Tage, sondern höchstens für mehrtägige Epochen ein Sturmfluten-Maximum erwarten liess.

Zuerst sollte auch die Ostsee in die Untersuchung einbezogen werden; aber für sie waren aus 600 Jahren nur 49 Sturmfluten zu ermitteln. Für die Nordsee stieg die Gesamtzahl dagegen auf 469 (an 614 Tagen), von denen die älteste dem Jahre 792 angehört. Als Quellen dienten bis zum Jahre 1834 namentlich die Werke von Gerhardus Outhof und Friedrich Arends, von 1876 an die Veröffentlichungen der Seewarte. Die Fülle exakter Beobachtungen, die in den 42 Zwischenjahren angestellt sind, blieb dem Verf. trotz vieler Bemühungen grösstenteils unzugänglich, und so muss er mit berechtigtem Bedauern bemerken, dass seine Angaben für diese Zeit, zumal für die wichtigen 60er Jahre so unbestimmt, unvollkommen und fraglich seien, als beträfen sie das 12. und 13. Jahrhundert.

Auf die einzelnen Monate fällt folgender Prozentsatz aller Sturmfluttage:

Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
13	19	18	16	10	6	4	2	1	2	3	6

Die Verteilung ist also eine etwas andere, als nach Nehls speziell für Cuxhaven; denn dieser giebt, um nur die Hauptunter-

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. Litteraturbericht p. 62.

schiede hervorzuheben, für Februar und März je 4 % mehr, für den November aber 7 % weniger an, wodurch er zu einem Maximum im Dezember gelangt. Für den März (und zum grossen Teile wohl auch für die übrigen Monate) erklärt sich der Unterschied dadurch, dass Hennig nicht, wie Nehls, eine bestimmte Höhe des Wasserstandes, sondern nur die Schadenwirkungen als Kennzeichen der Sturmfluten gelten lassen konnte; die an schweren Fluten reichere Zeit des Jahres, die Anfang Oktober beginnt, umfasst aber nur noch die ersten 5—6 Tage des März, während bei Nehls letzterer noch dem Februar näher steht, als dem April.

Etwa drei Viertel aller Sturmfluten, darunter fast alle besonders verderblichen, gehören jener winterlichen Epoche an, innerhalb derer sie sich in folgender Weise auf die einzelnen Pentaden verteilen:

Oktober	2.—6.	7.—11.	12.—16.	17.—21.	22.—26.	27.—31.
	10	12	5	13	17	8
November	1.—5.	6.—10.	11.—15.	16.—20.	21.—25.	26.—30.
	11	19	17	11	22	9
Dezember	1.—5.	6.—10.	11.—15.	16.—20.	21.—25.	26.—30.
	12	10	13	13	19	11
Januar	31.—4.	5.—9.	10.—14.	15.—19.	20.—24.	25.—29.
	24	9	13	10	25	6
Februar	30.—3.	4.—8.	9.—13.	14.—18.	19.—23.	24.—28.
	10	14	5	2	10	9
März	1.—5. : 11.					

Der Verf. hat auch die Zahlen für die einzelnen Tage gebildet, hierbei aber nach der Formel abgerundet. Als Maxima erster Ordnung (mit mindestens vier Fluten) ergaben sich dann: der 25. Oktober der 9.—11. November (darunter der 10. mit 6.0), der 22.—25. November (der 24. mit 6.1), der 16., 25. und 26. Dezember, der 31. Dezember bis 2. Januar (der 1. Januar mit 6.9), der 23. bis 25. Januar (der 24. mit 6.8) und schliesslich der 4. und 5. Februar. Unverkennbare Minima fallen dagegen auf den 12.—15. Oktober (0.8—1.0), den 18. und 19., sowie den 28—30. November (1.4—1.9), den 9., 10., 19., 20., 28. und 29. Dezember (1.0—1.5), vor allem aber auf den 6. und 7. Januar (0.6 und 0.9), den 18. und 19. Januar (0.4 und 0.8), den 28. und 29. Januar (0.8 und 1.0) und schliesslich den 8.—17. Februar. Der 14.—17. Februar waren bisher ganz sturmflutfrei!

In Ermangelung besserer Beweismittel führt Verf. noch aus, dass nach den Gesetzen der Fehlerrechnung eine Verteilung der Sturmfluten, wie die obige, recht wenig wahrscheinlich ist, und sich auch auf diesem Wege bestätigt, dass gewisse Tage des Jahres in besonderem Masse von Sturmfluten bedroht sind.

Auch die Kälterückfälle im Mai und Juni, sowie der Nachsommer sind Erscheinungen, welche relativ kurze Epochen des Jahres mit grosser Vorliebe bevorzugen, und so liegt es nahe, wie sie, auch die vermehrte Häufigkeit der Sturmfluten an gewissen Tagen auf die Tendenz zu einer bestimmten Luftdruckverteilung zurückzuführen.

Den tiefern Cyklonen, durch welche Sturmfluten auf der Nordsee hervorgerufen werden können, bieten sich im wesentlichen zwei Gruppen von Bahnen: In der Minderzahl durchqueren sie Skandinavien auf van Bebber's Zugstrasse II oder III oder einer Zwischenrichtung (wie am 5.—7. Dezember 1895), zumeist aber durchschreiten sie auf der Zugstrasse IVb Jütland oder das südliche Schweden, falls sie nicht in der Nähe der Elbmündung das Festland selbst betreten. Jene nördlichen Wirbel ziehen im allgemeinen langsamer, und so können die Sturmfluten, die sie mit sich bringen, auch länger anhalten. Die südlichen Wirbel sind dafür unsern deutschen Küsten umso gefährlicher; denn sie bringen erst Sturm aus SW, der das Wasser des Ozeanes in das Nordseebecken hineinjagt, dann Sturm aus NW, der es in der Helgoländer Bucht zusammentreibt.

Bei hohem Drucke über Central-Europa steht keine jener Bahnen offen; eine Sturmflut an den Küsten der Nordsee kann also nur dann drohen, wenn bei der Annäherung einer tiefen Cyklone bereits über dem centralen und südöstlichen Europa relativ niedriger Druck herrscht, während eine Anticyklone im SW lagert. Für die von Sturmfluten sonst ganz verschonte Epoche vom 9.—17. Februar offenbart sich unter diesem Gesichtspunkte »mit zwingender Gewalt« ein innerer Zusammenhang mit dem von Hellmann festgestellten allgemeinen Kälterückfalle während der Pentade vom 10.—14. Februar, der naturgemäss mit einer Steigerung des Druckes über Central-Europa verbunden ist. Umgekehrt entsprechen den Tagen um den 24. November und den 24. Januar, bei denen die Sturmflutenkurve Hauptmaxima hat, entschiedene Temperaturüberschüsse, bei der letztern Epoche namentlich in Ostfriesland. In gleicher Schärfe tritt im Kalender der Sturmfluten sonst nur noch der 1. Januar mit einem Maximum hervor. Nach G. Schwalbe sind aber Sylvester und Neujahr diejenigen Tage, welche bei weitem am häufigsten das Extrem der Winterkälte gebracht haben. Wenn man gleichwohl in den Temperaturmitteln um diese Zeit keiner Unterbrechung des regelmässigen Ganges begegnet, so kann dies nur daher kommen, dass die starken negativen Abweichungen einiger Jahre durch starke positive in andern einen Ausgleich finden, und damit ist auch dieses Sturmflutenmaximum ungezwungen mit den Temperatur- und Luftdruckverhältnissen in Einklang gesetzt.

Bei den übrigen Epochen, welche in der Sturmflutentabelle eine Sonderstellung einnehmen, ist letztere keine so extreme, und deshalb überrascht es vielleicht nicht, dass sie im Verlaufe der Temperaturen wenig oder gar keine Analogie finden. Eher muss es umgekehrt auffallen, dass dem äusserst kräftigen Wärmerückfalle, der die Mitteltemperaturen Frieslands vom 4. bis zum 7. Dezember um 1.36 °C. erhöht, nur ein recht unbedeutendes Sturmflutenmaximum um den 7. Dezember entspricht. Die tiefen Cyklonen dieser Epoche scheinen jedoch fast nur nordwestlich (auf Zugstrasse Ia) fortzuschreiten; wenigstens spricht der Umstand hierfür, dass Grossbritannien um diese Zeit einen noch viel intensivern Wärmerückfall erfährt.

In methodologischer Beziehung ist es recht interessant, dass die Temperaturmittel einen bessern Schluss auf die Tendenz zu einer bestimmten Luftdruckverteilung zu gestatten scheinen, als die Pentadenmittel des Luftdruckes selbst.«

Die Sturmfluten in der Elbe bildeten den Gegenstand einer Untersuchung von Chr. Nehls[1]). Dieselbe erstreckt sich über den Zeitraum vom 1. Januar 1875 bis 31. Dezember 1893, stützt sich auf die in Cuxhaven angestellten Flut- und Windbeobachtungen und umfasst 13410 Tiden. Das Mittel aller 13410 Hochwasser ergiebt sich zu 4.790 *m*, das der Niedrigwasser zu 1.914 *m* über Hamburger Null (welches 3.538 *m* unter N. N. liegt). »Nördliche und südliche Winde wirken auf den Wasserstand fast gar nicht ein. Die grösste negative Abweichung vom Mittelwerte fällt sowohl für Hoch-, wie für Niedrigwasser auf Ostwind und beträgt für Hochwasser: — 0.328, für Niedrigwasser: — 0.384 *m*, also 11 — 13 % der sogenannten Flutgrösse oder Differenz zwischen Niedrig- und Hochwasser. Der Wind beeinflusst also die ganze Tidebewegung. Nach der positiven Seite hin gehen die Gruppenmittel nicht ganz soweit über das Gesamtmittel hinaus, nämlich im Maximum für Hochwasser nur um + 0 283 *m* bei W und für Niedrigwasser um + 0.279 *m* bei WSW und + 0.276 *m* bei W, also um etwa 10 % der mittlern Flutgrösse. Bei dieser Art der Vergleichung muss jedoch die Einwirkung der Westwinde notwendig verkleinert, die der Ostwinde aber vergrössert erscheinen; denn, da die Windrichtung viel häufiger westlich als östlich ist, so besitzen die zu grunde gelegten 19jährigen Gesamtmittel für Hoch- und Niedrigwasser von vornherein höhere Werte, als es bei gleicher Häufigkeit aller Windrichtungen der Fall sein würde.

Die gesamte Flutbewegung kann also als das Erzeugnis zweier sich übereinander lagernder Sonderbewegungen, nämlich der Gestirns- und einer Windflut betrachtet werden. Zur Bestimmung der Höhe der reinen Gestirnsflut stehen für jeden Einzelfall, den man untersuchen will, genügende Erfahrungen zu Gebote; auch der Anteil des Windes am Flutverlaufe ist somit der Ermittelung zugänglich, und die Abhandlung von Nehls gipfelt darin, ihn für eine Reihe von Sturmfluten zu bestimmen. Unter »Sturmflut« versteht er dabei, wie üblich, die ganze Erscheinung, während er ihre auf Rechnung des Windes zu setzende, zur Gestirnstide additiv hinzutretende Komponente mit »Windflut« bezeichnet. Von der Gestirnsflut ist dieselbe »ganz grundverschieden;« denn sie besteht in einem blossen Aufstau des Wassers vor dem Winde, dem zugleich ein Abfallen hinter dem Winde (an der englischen und schottischen Küste) entspricht. »Für eine gegebene Örtlichkeit und jede daselbst herrschende Windrichtung giebt es dabei für jede Windgeschwindigkeit einen

[1]) Hydrolog. Jahresbericht von der Elbe für 1895. Magdeburg **1896.** Referat (K. Fischer) im Litteraturbericht der Meteorolog. Zeitschrift **1897.** p. **47**, woraus oben der Text.

Meistbetrag des Aufstaues, welcher auch bei längster Dauer des Windes nicht überschritten werden kann, da ihm der durch das Schiefstellen des Wasserspiegels erzeugte hydrostatische Überdruck das Gleichgewicht hält.«

Seit dem Bestehen des Telegraphen werden, wenn in Cuxhaven ein Wasserstand von 6.0 *m* am dortigen Pegel (= 5.93 H. N.) beobachtet wird, in Hamburg drei Warnungsschüsse abgefeuert. Dort pflegt das Hochwasser dann innerhalb $3^1/_2$—5 Stunden mit etwa 6.30 *m* anzulangen, und in frühern Zeiten drohte den am niedrigsten gelegenen Stadtteilen alsdann schon die Gefahr der Überschwemmung. Nach je 30 *cm* weitern Steigens werden die Alarmschüsse wiederholt.

Unter den rund 40000 Flutgipfeln der 55 Jahre 1841—1895 erreichten in Cuxhaven genau 400, in Hamburg 423 jene »Sturmfluthöhe«, also etwa 1% oder durchschnittlich sieben im Jahre, und zwar sechs im Winter (Oktober bis März) und eine, meist nicht sehr hohe, im Sommer. Für Cuxhaven verteilen sich die 400 Sturmfluten in folgender Weise auf die einzelnen Monate:

Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
58	48	78	69	55	39	11	2	1	3	14	22

Der April hat also nur halb soviel als der September und selbst noch weniger als der August.

Allerdings erhoben sich unter jenen 400 Fluten nur 182 über die zweite Sturmflutschwelle (6 30 *m* am Pegel), nur 78 über die dritte und wieder nur die Hälfte von diesen über die nächste, und es würde sich fragen, welchen Charakter die jahreszeitliche Verteilung der aussergewöhnlichen Sturmfluten zeigt. Über 17 besonders bemerkenswerte macht Verf. nähere Angaben, und von diesen waren vier im Oktober (1845, 1868, 1874, 1881), eine im November (1850), sechs im Dezember (1863, 1873, 1880, 1883, 1894, 1895), zwei im Januar (1852 und am 1.—2. Januar 1855), fünf im Februar (1825, 1858, 1894) und eine (1874) im März. Im Dezember scheint sich also zur grössten Häufigkeit auch die grösste Heftigkeit der Sturmfluten zu gesellen. Die höchste war jedoch die vom 4. Februar 1825, bei welcher der Wind den Wasserspiegel in Cuxhaven auf 8.18 *m* emportrieb, während die blosse Gestirnstide (eine Springtide) schon bei 5.02 *m* ihren Höhepunkt gehabt hätte. Einen Fall, in dem der Wind den Gipfel der Flut um noch mehr als 3.16 *m* gehoben hätte, war nicht zu verzeichnen.

Bedeutendere Stürme pflegen in unsern Gegenden höchst selten ganz plötzlich zu entstehen und wieder zu enden, und so hat sich während der letzten 55 Jahre allein die Sturmflut vom 25. Oktober 1868 in der Zeit einer einzigen Gestirnstide abgespielt. Gewöhnlich umfassen die höheren Sturmfluten »zwei oder mehr Gestirnsfluten, welche ihre streng feststehende Periode niemals verlassen und infolgedessen die Veranlassung mehrfacher Gipfel der Sturmfluten sind.«

Nur bei der Sturmflut vom 22.—23. Dezember 1894 geschah »das Merkwürdige, Unbekannte und scheinbar Unbegreifliche«, dass ein durch die Gestirnstide bedingtes Niedrigwasser so gut wie ganz ausgelöscht wurde. Am Morgen des erstgenannten Tages bestand über Schottland ein barometrischer Gradient von 7.9 *mm*; 24 Stunden später lag das Minimum schon in Südschweden; es hatte inzwischen also etwa 1000 *km* zurückgelegt. Aber ebenso schnell, wie es fortschritt, zerfiel es; »am Morgen des 24. ist eine leichte Ausbuchtung der Isobare 760 in Westrussland das einzige, was von dem grossen Phänomen noch übrig geblieben ist.«

Das Wasser begann in Cuxhaven am 22. um 3^h nachmittags zunächst kräftig zu steigen. Doch noch vor Mitternacht konnte festgestellt werden, dass der Scheitel der Sturmflut mit 6.13 *m* Höhe gegen 11^h nachmittags erschienen war. Da auch die Zeit des Gestirnshochwassers ($9^1/_2{}^h$ nachmittags) vorüber und der Sturm im Abflauen begriffen war, so glaubte man die Wasserstandsbeobachtungen abbrechen und die Einwohnerschaft der gefährdeten Orte dem sorglosen Gefühle glücklich überstandener Gefahr überlassen zu dürfen. Doch schon gegen 1^h vormittags stellte der von der Hafenwache wieder auf Posten gerufene Wasserstandsbeobachter ein neues Ansteigen der Flut fest, das nach einigen unbedeutenden Schwankungen ziemlich energisch wurde, bis um $9^1/_4{}^h$ vormittags der Höchststand von 7.45 *m* erreicht war. In Hamburg, wohin der Scheitel der Welle in 3^h 23^m, also rund eine Stunde schneller, als bei der gewöhnlichen Tidebewegung gelangte, stieg das Wasser sogar ganz ohne Unterbrechung volle 16 Stunden und 40 Minuten lang, von 3.42 *m* um 8^h nachmittags bis 8.01 *m* nach 12^h 30^m nachmittags. Die Stauwirkung, die der Wind bei diesem beispiellosen Flutverlaufe ausübte, wuchs in Cuxhaven auf 4.14, in Hamburg auf 4.42 *m* an. Doch ist zu beachten, dass diese Gipfel der Windflut fast genau auf den Zeitpunkt des nicht zur Geltung gelangten Gestirns-Niedrigwassers treffen.

Dass dies kein Zufall ist, beweist namentlich die Sturmflutperiode vom 5. bis zum 8. Dezember 1895, die nicht weniger als sechs mit voller Regelmässigkeit aufeinander folgende, die Sturmflutgrenze um 0.65—1.48 *m* überragende Gipfel hatte und dadurch ebenfalls in ihrer Art einzig dasteht. Auch die Windflutkurven nähern sich in diesem Falle Wellenlinien, die zwar etwas zackig verlaufen, aber doch durch die Lage ihrer Scheitel nicht zweifelhaft lassen, dass die Hauptwirkung des Windes in einer Hebung der Gestirns-Niedrigwasser bestand.

In der voraufgehenden Periode lebhafter Ost- und Südostwinde (Ende November) erfuhren umgekehrt die Wellenberge die grösste Senkung, und der Verf. vermutet deshalb, dass jeder Wind das Wasser mehr in den Wellenthälern als auf den Wellenscheiteln zusammentreibt. (Nach den oben angeführten Mittelwerten ist es freilich nicht das Hoch-, sondern das Niedrigwasser, das an der all-

gemeinen Erniedrigung des Wasserstandes durch östliche Winde in überwiegendem Grade teilnimmt.)

Die bei Sturmfluten bewegte Wassermenge beträgt höchstens das Zwei- bis Dreifache, wie zur Zeit normaler Wasserstände, und die Geschwindigkeit des Wassers ist höchstens 50% grösser als gewöhnlich. Was die Sturmfluten gefährlich macht, ist ausser ihrer Höhe der durch den Wind erzeugte Wellenschlag, der Seegang in der Elbe, durch den der Fluss einem Meerbusen ähnlich wird.

Zur Hydrographie des Roten Meeres. Im vorigen Jahrbuche[1]) wurde bereits der Forschungen der »Pola« im Roten Meere gedacht. Seitdem liegt auch ein vorläufiger Bericht von Professor J. Luksch über die physikalisch-ozeanographischen Forschungen dieses Kriegsschiffes vor[2]), aus dem folgendes ein das Wesentliche umfassende Auszug ist:

Was die horizontale Gestaltung des Roten Meeres anbelangt, so hat man es mit einem Meeresbecken zu thun, das im allgemeinen von NW nach SO orientiert ist bei einer Maximalbreite von 180 Seemeilen. Die zwei durch die Sinai-Halbinsel getrennten, von dem eigentlichen Roten Meere abgezweigten Golfe von Suez und Akabah sind 180 Seemeilen, bezw. 90 Seemeilen lang, bei einer Breite von 15—20 Seemeilen. Die Festlandküsten haben vorwiegend eine flache, schmale Strandregion, während nach dem Innern zu sich Gruppen von kahlen Bergkuppen aufbauen, deren Züge häufig Hochgebirgscharakter annehmen. Die Küsten sind durchweg öde, ohne jeden beständigen Süsswasserzufluss, arm an Vegetation und Tieren und, vereinzelte Örtlichkeiten ausgenommen, nahezu menschenleer.

Brauchbare Häfen und Ankerplätze sind, besonders in dem erforschten nördlichen Teile, sehr selten. Die den Ufern bis über 25 Seemeilen hinaus vorgelagerten Korallenriffe erschweren überdies den Zugang zur Küste in hohem Masse, schliessen nicht nur das Ein- und Auslaufen bei Nacht vollkommen aus, sondern gestatten dies auch bei Tage nur dann, wenn sich die Sonne im Rücken des ein-, bezw. auslaufenden Schiffes befindet, weil nur unter dieser Beleuchtung die vorliegenden Riffe erkennbar werden.

In bezug auf die vertikale Gestaltung des nördlichen Roten Meeres ist zu bemerken, dass »Pola«, um die Lücken in den bisherigen, hauptsächlich englischerseits vorgenommenen Lotungsreihen möglichst auszufüllen, 103 Tiefenmessungen ausgeführt hat; die wichtigsten scheinen diejenigen zu sein, welche (39 an Zahl) den Golf von Akabah betreffen, denn hier hatte man bisher fast nur abgebrochene Lotungen.

In dem Gebiete der Hochsee, zwischen Ras Mohammed (Südspitze der Halbinsel des Sinai) und Dschidda, lassen sich zwei tiefste

---

[1]) 7. p. 252 u. ff.

[2]) Sitzungsber. der Akad. der Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Klasse. 105. Abtl. I.

Stellen (mit über 1000 *m* Tiefe) unterscheiden, welche durch eine untermeerische Bodenschwelle von 585 *m* Minimaltiefe (in etwa $25\frac{1}{2}^0$ nördl. Br.) getrennt sind. Die nördliche Senke hat als tiefste Stelle 1168 *m* in 26° 8′ nördl. Br. und 25° 27′ östl. L., die südliche erreicht die grösste Tiefe von 2190 *m* unter 22° 7′ nördl. Br. und 38° 0′ östl. L.; beide Zahlen sind neue, von der »Pola« vorgenommene Lotungen. Die Isobathen von 500 und 200 *m* Tiefe verlaufen in der Hochsee des Roten Meeres relativ nahe den Küsten, mitunter nur wenige Seemeilen von den vorgelagerten Korallenriffen entfernt. Innerhalb der Korallenwelt — in den sich häufig findenden Kanälen — sind die Tiefen mitunter ganz erheblich, bis zu 100 *m* und darüber, doch konnte Näheres darüber bei der Kürze der Zeit nicht festgestellt werden.

Sehr verschieden voneinander sind die zwei Golfe, die dem nördlichen Roten Meere angefügt sind. Während man aus der Hochsee über eine Schwelle von 128 *m* höchster Erhebung hinweg nach dem Golfe von Akabah gelangt und dort ebenfalls wieder Wasser von über 1000 *m* Mächtigkeit antrifft, seigt der Seeboden im Golf von Suez fast unvermittelt von etwa 500 *m* der Hochsee bis zu etwa 80 *m* der Golftiefe (in der Dschubal-Strasse) an. Der Golfe von Suez ist also — was schon vorher bekannt war — ein sehr seichtes Gewässer (nirgends wird mehr als 82 *m* Tiefe gefunden), durch die Bank von Tur wird er noch in zwei Becken, ein nördliches und ein südliches, getrennt.

Dagegen ist der Akabah-Golf, besonders wenn man die vergleichsweise sehr unbedeutende Längen- und Breitenausdehnung bedenkt, auffallend tief. Die Zugangstiefen vom Roten Meere sind: 128 *m* zwischen Tiran-Insel und Sinai-Halbinsel, 36 *m* zwischen Tiran und der arabischen Küste. Die 200 und 500 *m*-Tiefenlinien halten sich fast überall sehr nahe den Küsten, die Uferkonturen wiederholend. Im mittlern und südlichen Teile des Golfes fällt der Seeboden auf der Ostküste schon 2 Seemeilen von derselben bis auf 1000 *m* und darüber ab, während die Gewässer der Westküste mässigere Tiefen aufweisen. Die Tiefenaxe liegt also dem arabischen Ufer näher als jenem der Sinai-Halbinsel. Bis auf 10 Seemeilen Entfernung von dem Nordende des Golfes bei dem Orte Akabah trifft man noch immer über 800 *m* an. Die gelotete tiefste Stelle ergab 1287 *m* in 28° 39′ nördl. Br. und 34° 42′ östl. L., d. h. ungefähr in der Mitte der Längenausdehnung des Golfes und auch fast gleich weit von beiden Ufern entfernt. Bemerkenswert ist, dass man grosse Tiefen häufig unter flachen Ufern, geringere Tiefen aber unter Steilufern zu messen Gelegenheit hatte. Der Golf von Akabah ist ausserdem, im Gegensatze zu den sonst ausgesprochenen Ansichten, an seinen Küsten mit Riffkorallen mehrfach besetzt, so bei Dahâb, Nawibi, Akabah, Bir al Mashiyah, Sherm Mujawah u. s. w.

Temperatur des Wassers. In der Gegend zwischen Jambo (24° nördl. Br.) und Dschidda, wo im November und Dezember 1895

beobachtet wurde, konstatierte man eine Temperaturabnahme von der Oberfläche abwärts bis etwa 700 *m* (im Mittel um etwa 6.5°), von da an eine homotherme Schicht bis zum Grunde mit einer Temperatur von 21.5° C. In dem nördlichen Meeresteile zwischen Jambo und Ras Mohammed (Januar und Februar 1896) fand man in den obern 700 *m* die ganze Wassermasse nahezu gleichmässig erwärmt, die allerobersten Schichten ausgenommen. Die Bodentemperatur betrug auch hier 21.5° C.

Für das gesamte Hochseegebiet des Roten Meeres bis Dschidda gilt ferner der Satz, dass die Gewässer der arabischen Gestade unter gleichen Breiten etwas stärker durchwärmt sind als diejenigen der ägyptischen Seite. Selbstverständlich können diese Angaben nur zunächst für die Herbst- und Wintermonate dieser Gegend Bedeutung beanspruchen. Im südlichen Teile des Untersuchungsgebietes war in dieser Zeit die höchste zur Beobachtung gekommene Oberflächentemperatur 29.5°, die niedrigste 26.4°; für den nördlichen Teil sind die entsprechenden Zahlen 25.9° und 22.2°.

Im Golfe von Suez ist die Wassertemperatur eine vergleichsweise sehr niedrige, die von Süden nach Norden rasch abnimmt, wobei die Differenzen in der Wärme von der Oberfläche nach dem Grunde zu im Herbste und Winter jedenfalls sehr geringe sind.

Der Golf von Akabah ähnelt in seinen thermischen Eigenschaften durchaus dem eigentlichen Roten Meere und nicht dem Suez-Golfe; er ist, wie jenes, sehr gut in allen Schichten durchwärmt; wenigstens war dies im Monate April 1896 der Fall, in welchem die Temperatur an der Oberfläche zwischen 21.5° und 22.7° sich bewegte, die Grundtemperatur aber 21.2° war, so dass, wie man sieht, fast gar keine vertikale Temperaturabnahme existierte. Streng gilt der homotherme Zustand von 500 *m* an abwärts. Das Wasser unter dem arabischen Ufer war etwas wärmer als dasjenige unter den Gestaden der Sinai-Halbinsel.

Der Salzgehalt ist, wie schon lange bekannt, im Roten Meere ein ganz ausnahmsweise hoher. Von neuen, bemerkenswerten Ergebnissen der »Pola« sei hervorgehoben, dass das Wasser unter der arabischen Küste etwas weniger salzig ist als dasjenige unter der ägyptischen. Im südlichen Teile des Gebietes hat man z. B. 40‰ Salz schon an der Oberfläche der ägyptischen Wasserseite, während man den gleichen Betrag an der arabischen Seite erst in 500 *m* Tiefe findet.

Im Golfe von Suez wurden von der »Pola« die absolut höchsten spezifischen Gewichte im ganzen Bereiche des Untersuchungsgebietes konstatiert, sie erreichten im Norden des Golfes den Wert von 1.0326, entsprechend 42.7‰ Salz.

Nimmt man mindestens für die Wintermonate eine Zufuhr von Wasser aus dem Suez-Kanale und dessen Bitterseen zum Golfe von Suez hin an — was schon bei der Diskussion der Temperaturen sich aufdrängte —, so hätte man zugleich eine ungezwungene Er-

klärung für die aussergewöhnlich starke Zunahme des Salzgehaltes im Golfe von Suez, je weiter man nördlich geht. Denn der Betrag einer etwaigen Zunahme der Verdunstung kann nicht so gross sein, um die grossen Unterschiede gegen den Salzgehalt des offenen Roten Meeres zu erklären.

Im Golfe von Akabah endlich sind die Salzgehalte, ebenso wie die oben besprochenen Temperaturverhältnisse, denen des Roten Meeres viel ähnlicher als denen des Suez-Golfes; die horizontale Verteilung sowohl wie die vertikale ist sehr gleichmässig, die Schwankung der Beträge war nur 5 ‰ (40.4—40.9 ‰).

Die Durchsichtigkeit des Seewassers im Roten Meere scheint die des östlichen Mittelmeeres, speziell der Syrischen See, nicht zu erreichen; unter sämtlichen Sichttiefen war nur eine, welche 50 *m* eben noch überschreitet, nämlich 51 *m* bei 36° Sonnenhöhe; unter Land bei ähnlichem Sonnenstande fand man anderseits nur 10—11 *m*. Auch die Farbe des Wassers ist nicht durchweg so tiefblau, wie es für das Mittelmeer die Regel ist; schon im Gebiete der Hochsee neigte sie sich vielmehr zum Grün (nach der Forel'schen Farbenskala 4—5 Teile Gelb zu 96—95 Teilen Blau); in den Küstengewässern, ferner in beiden Golfen und in den von Korallen besetzten Gebieten war die nach Grün abweichende Färbung ganz deutlich ausgesprochen.

Über den Seegang bemerkt Luksch vorläufig nur dies, dass nach den vorgenommenen Messungen und den gemachten Erfahrungen überhaupt der Seegang im Roten Meere sich sehr rasch auszubilden und ebenso rasch sich zu legen pflegt, dass ferner die einzelnen Wellen relativ hoch und sehr steil geböscht sind und mässige Längen bei kurzen Perioden besitzen.

Über die Strömungen endlich wird sich etwas Zuverlässiges erst nach genauer Sichtung des Materiales und unter Benutzung der gleichzeitig gewonnenen Temperatur- und Salzgehaltsbestimmungen sagen lassen[1]).«

Der Stille Ozean. Eine Zusammenstellung und wissenschaftliche Verarbeitung alles dessen, was über dieses grösste indische Meeresbecken und dessen physikalische Verhältnisse zur Zeit bekannt ist, bringt das Segelhandbuch für den Stillen Ozean, herausgegeben von der Deutschen Seewarte), und zwar im ersten Teile desselben unter der Bezeichnung »Allgemeine Einleitung«. Die Annalen der Hydrographie[3]) geben eine gründliche Analyse des wichtigen Werkes, aus der wir unter Beschränkung auf den physikalischen Teil folgendes hervorheben:

Die Bezeichnung »Stiller Ozean« stammt von Magellan her, der auf seiner ersten Durchquerung dieses Weltmeeres 1520 von Feuerland nach

---

1) Ann. d. Hydr. etc. 1897. p. 165.
2) Hamburg 1897. Mit einem Atlas von 31 Karten.
3) Ann. d. Hydrogr. 1897. p. 277 u. ff.

den Philippinen während seiner etwa 100tägigen Reise nur ruhiges, schönes Wetter hier antraf. Balbao, welcher von der Landenge von Panama aus 1513 zuerst das hier vor seinen Augen nach Süden hin sich ausdehnende Meer erblickt hatte, nannte es die »Südsee«, eine Bezeichnung, die heute vorzugsweise für die von den Inselgruppen im westlichen Teile eingenommene Meeresfläche gebraucht wird. Die vom französischen Geographen Buache 1750 vorgeschlagene Bezeichnung »Grosser Ozean« hat in deutschen Seemannskreisen keine Verbreitung gefunden.

Von der Gesamtfläche des Stillen Ozeanes ist mehr als die Hälfte den tropischen Einflüssen unterworfen, was durch eine Textkarte zum Ausdrucke gebracht wird, welche auch die Korallengrenze angiebt. Hervorzuheben ist noch der Inselreichtum, indem das Verhältnis der Inselfläche zur Gesamtfläche 1 : 333 beträgt (gegen 1 : 1745 im Atlantischen Ozeane).

Über die Tiefenverhältnisse erfahren wir, dass im Stillen Ozeane die grössten überhaupt gemessenen Tiefen gefunden sind, 9334 *m* südlich der Tonga-Inseln, dass aber noch weite Gebiete der Forschung harren.

Die Stromverhältnisse sind von S nach N jahreszeitlich behandelt. Besonders interessant dürfte die Erklärung des kalten Wassers der Peru- und Chile-Küste sein, das nicht dem Peru-Strome sein Dasein verdankt, sondern vielmehr kaltes Tiefenwasser ist, welches zum Ersatze des durch den ablandigen Passat nach NW fortgeführten Oberflächenwassers dient. Den Angaben über die Eisverhältnisse, denen eine Liste der im Ozeane getroffenen Eisberge angefügt ist, folgt eine Abhandlung über die Wassertemperaturen an der Oberfläche, in 400 und 1000 *m* Tiefe, welche als besonders wichtige Thatsache ergiebt, dass die Meeresströmungen sich hier bis zu einer Tiefe von 400 *m* auszudehnen scheinen, und dass das wärmste Wasser sich nicht in der Nähe des Äquators, sondern zwischen 20° und 30° nördl. Br., und zwar lediglich auf der westlichen Hälfte des Ozeanes befindet.

In bezug auf das spezifische Gewicht steht das Wasser des Stillen Ozeanes dem der andern Ozeane nach.

Die »Allgemeine Übersicht der Windverhältnisse auf dem offenen Ozeane«, giebt diese in knapper Form unter Hinweis auf den Atlas ebenso die mittlern Windverhältnisse und die Windkarten der verschiedenen Jahreszeiten. Aus diesen Abschnitten entnehmen wir, dass der Stille Ozean ebenso wie die andern seine Passate, Monsune und veränderlichen Winde hat, und dass diese genau der Luftdruckverteilung entsprechend auftreten.

Der folgende Abschnitt: »Die Winde und die Witterungsverhältnisse an den Küsten des Stillen Ozeanes«, ist sehr umfangreich, was sich aus der räumlichen Ausdehnung der Küsten des Weltmeeres und aus seinem Inselreichtume erklärt. Die Beschreibung beginnt mit den Ostküsten von Tasmanien und Australien und wird nach Norden und Osten fortschreitend, also rechts herum gegeben, die der Inseln von Nord nach Süd.

Den gefährlichen Southerly Bursters wird eine eingehende Beschreibung zu Teil, ihr Auftreten südlich von Sydney wird sofort den grössern Küstenplätzen telegraphisch gemeldet und durch ein Signal dem Publikum bekannt gegeben. Im übrigen weht namentlich an der nördlichen Hälfte der Ostküste der Südostpassat von April bis September beständig, dagegen herrschen hier im übrigen Jahre veränderliche Winde. Eigentlicher Nebel ist ungewöhnlich und kommt nur gelegentlich in den Sommermonaten zwischen Sonnenaufgang und 10^{h} vormittags vor. Neu-Guinea hat unter dem Einflusse des nahegelegenen Festlandes von Australien regelmässige Monsune.

Die Windverhältnisse an den Küsten Ostasiens sind eingehend behandelt, zunächst die im Monsungebiete liegende südchinesische Küste und Formosa. Im Gelben Meere sind besonders im Golfe von Petshili und von Liaotong unsere Kenntnisse über die Wind- und Witterungsverhältnisse noch recht mangelhaft. Über die Eisverhältnisse im Peiho (Tientsin) und

Lianho (Niutshuang) erfahren wir, dass ersterer Fluss von Mitte Dezember bis Anfang März, letzterer von Mitte November bis Ende März geschlossen ist; die ganze westliche Bucht des Golfes von Petshili erhält im Winter einen Eissaum, der stellenweise beträchtliche Ausdehnung nach See zu erlangt.

Das Klima der Küsten von Korea ist durch die Beobachtungen in Tschimulpo, Fusan und Yuenzan, sowie der meteorologischen Behörde in Japan einigermassen bekannt geworden. Danach nimmt Korea an dem allgemeinen Charakter des Klimas Ostasiens zwar Teil, jedoch werden die Monsune durch lokale Landwinde im Sommer und Seewinde im Winter etwas verdeckt.

Die russische Küste von Vladivostòk bis zur Amur-Mündung ist im Verhältnisse zu ihrer geographischen Breite sehr unwirtlich, während des Sommers herrschen südöstliche Seewinde, während des Winters Landwinde vor. Die Eissaison dauert durchschnittlich 3.2 Monate.

Obwohl Japan seit 1883 ein vortrefflich organisiertes Netz meteorologischer Stationen besitzt, die zum Teil schon seit 1876 beobachten, hat das grosse Material noch wenig zusammenfassende klimatologische Bearbeitung gefunden, die hier mit einem die mittlern Verhältnisse jahreszeitlich darstellenden Kärtchen gegeben wird. Aus ihnen geht hervor, dass im Winter die Westküste von Kiusiu und Nippon nur von kräftigen Dampfern mit Sicherheit befahren werden können.

Das Klima von Yesso ist streng, mit dem Japans verglichen, fast sibirisch. Dagegen ist das Klima von Süd- und West-Sakhalin weit milder als das der gegenüberliegenden Festlandküste, was durch die aus der Japan-See kommende warme Tsusima-Strömung erklärt wird.

Im Okhotskischen Meere herrschen an der West- und Nordwestküste im Winter Landwinde mit klarem Wetter, im Sommer Seewinde von Süd bis Ost mit Kälte, dichtem Nebel und Staubregen, September zeigt Land- und Seewinde mit klarem Wetter. Die Witterungsverhältnisse der Kurilen sind im allgemeinen wenig bekannt. Ein Eissaum von ganz beträchtlicher Breite umgiebt von November bis April die Nord- und die Westküste des Okhotskischen Meeres, die Zufahrten bleiben fahrbar. Winde vom Ozeane her bringen im allgemeinen Nebel.

An der Südostküste von Kamshatka bleibt Petropavlofsk im allgemeinen im Winter für die Schiffahrt zugänglich.

Im Berings-Meere ist das Wetter durchschnittlich so nass und unangenehm wie nur irgend möglich, es herrschen im Winter Landwinde aus NW und NO, im Sommer Seewinde. Die Vega-Expedition beobachtete in ihrem Winterquartiere beim Kap Serdze-Kamen am 31. Dezember 1878 einen atmosphärischen Wirbel, der sich zuerst gegen die Sonne, nachher mit ihr und zuletzt wieder gegen sie drehte.

Die Küsten und Inseln von Alaska. Point Barrow, die nordwestliche Spitze Amerikas, ist der äusserste Punkt, bis zu welchem Segelschiffe, unter Berücksichtigung des Packeises, mit einiger Sicherheit gelangen können, durchschnittlich nicht vor 10. bis 12. August; die Waldampfer gehen so weit östlich längs der Küste, als es das Eis erlaubt, ihr Ziel ist Mackenzie-Bai. Um Mitte Oktober sollten aber alle Schiffe, welche nicht überwintern wollen, aus dem Polarmeere heraus sein. Auffällig ist das Vorkommen von ungeheuer vielen Musquitos in Port Clarence.

Der Zugang zu den Pribïloff-Inseln wird häufig durch ungünstige Eisverhältnisse erschwert.

An der Nordküste von Unalashka (Fox-Inseln, Aleuten) ist die Schiffahrt fast nie durch Eis behindert.

Das Klima der Südküste der Halbinsel Alaska gleicht in auffallender Weise demjenigen von Südschweden, Süd- und Südwestnorwegen. Der Hafen von St. Paul ist nur gelegentlich mit Schlammeis bedeckt, im allgemeinen eisfrei.

Im Sitka-Sund kommt eine besondere Eigentümlichkeit der Witterung der Schiffahrt zu statten, indem die für die Einsegelung günstigen Winde bei klarem Wetter auftreten, während diejenigen, welche Regen, Schnee und Nebel bringen, aus dem Sunde herauswehen. Die Schiffahrt wird durch Eis nicht unterbrochen.

British Columbien. Durch die Strasse Juan de Fuca erleidet der Wind manchmal eine Ablenkung, indem innerhalb derselben der Wind W ist, während draussen steifer SSW weht. Im Dezember springt häufig beim Offensegeln der Strasse die leichte östliche Briese auf SSW und wächst zum Sturme an. An der Westküste der Insel Vancouver läuft mehr oder oder weniger während des ganzen Jahres eine südliche Strömung, besonders im August bis November, welche wahrscheinlich durch die im Sommer fast beständigen Nordwestwinde hervorgerufen wird. Dieser Strom vereinigt sich mit den Gezeitenströmungen der Strasse von Juan de Fuca und setzt bei Ebbe mit 4 bis 5 Seemeilen südwärts. Weiter nördlich setzt die Strömung in der Nähe der Küste zunächst nördlich, dann bis zum Eingange von Cook Inlet westlich und längs der Insel Kadyak südlich.

An den Küsten von Kalifornien herrschen im Sommer nordwestliche Winde, in See ist Nebel häufig, der Winter bringt die Regenzeit.

An der Küste des Golfes von Kalifornien weht im Sommer, von Mai bis Oktober, Südost-, im Winter Nordwestwind. Gelegentlich tritt auch ein Orkan von geringer Ausdehnung, aber grosser Kraft auf, ein sogenannter Cordonazo. Der Strom folgt im allgemeinen dem herrschenden Winde, in der Zeit der nordwestlichen Winde findet man an der Westküste des Golfes einen nördlichen, dagegen an der Festlandküste einen südlichen Strom, aufwärts bestimmte Schiffe sollten sich daher dann an der Westseite halten. Die Gezeiten machen sich im ganzen Golfe bemerklich, doch ist ihre Höhe sehr von der Küstenform und der Windrichtung beeinflusst.

In La Paz wird die Landbriese Coromell genannt, und zwar nach einem Seeräuber Cromwell, der sie zu seinen Raubzügen benutzte, die Umwandlung des Namens soll sich im Volksmunde vollzogen haben.

An der Westküste Mexikos zwischen Mazatlan und Tehuantepec wird die schöne Jahreszeit von Dezember bis Mai einschliesslich trotz der Lage auf der nördlichen Halbkugel Sommer (Verano) genannt. Sehr steife Nordwinde, wahrscheinlich Fortsetzungen von Nordern im Golfe von Mexiko, kommen im Sommer vor, im Winter Orkane, Cordonazo de San Francisco, so genannt, weil sie am häufigsten um den San Franciscus-Tag, 4. Oktober, sind. Nachts treten an der Küste öfter tornadoähnliche Gewitterböen, Chubascos, auf. Da die Schwankungen des Barometers nur selten 2,5 *mm* übersteigen, ausgenommen bei schweren Böen und Orkanen, so ist es hier im allgemeinen ein unzuverlässiger Berater bei der Vorausbestimmung des Wetters.

Mittelamerika hat eine Trockenzeit, Verano, Dezember bis März, mit nördlichen (Land-) Winden, die, wenn sie sehr stark auftreten, Papagayos genannt werden, und eine Regenzeit, Invierno, welche Ende Juni, Juli oder August durch eine kleine Trockenzeit, Veranillo de San Juan, unterbrochen wird. Während der Regenzeit wehen östliche Winde, welche als Chubascos bezeichnet werden, wenn sie sehr stark auftreten. Temporales heissen starke Südwestwinde, sie kommen besonders im Juli und August vor. Norder treten vereinzelt auf.

Die meteorologischen Verhältnisse der Küste von Columbien sind sehr wenig bekannt. im allgemeinen darf man sagen, dass die Witterung sehr nass ist, und Regen im Überflusse fällt. Eine eigentümliche Erscheinung sind die Garúas, dichte, nässende Nebel. Innerhalb 60 Seemeilen von der Küste setzt ein beständiger Strom nördlich, ebenso an der Küste von Ecuador.

Die Küste von Peru bildet eine interessante Ausnahme im allgemeinen Systeme der Klimate der Erde: etwa 60 Seemeilen breit, entbehrt sie des

Passatwindes, der Regen und Gewitter und ist deshalb grösstenteils eine Wüste. Die Temperatur der Luft ist im Verhältnisse zur geographischen Breite um mehrere Grade zu kühl, und charakteristisch sind anhaltend feuchte Nebel im Winter, die Garúas, die mit schwarzem, getrocknet fest haftendem Niederschlage »Peruvian Paint« verbunden sind. Fast während des ganzen Jahres ist Südwind an dieser Küste beständig herrschend, Nordwind kommt nur gelegentlich in den Wintermonaten vor. Stürme kommen selten vor, doch können starke Fallwinde gefährlich werden, nachts herrscht leichte Landbriese.

Die Wind- und Witterungsverhältnisse der Küste von Chile sind verhältnismässig einfach und gehören zu den beständigsten der ganzen Erde. Im Norden herrschen passatartige südliche Winde, im Süden veränderliche West- und Nordwestwinde vor. Im Gebiete der Südwinde herrscht regelmässiger See- (Virazon) und Land- (Terral oder Puelche) Wind. Im Winter kommen Norder vor, bei Valparaiso auch öfters dicke Nebel. Erdbeben sind nicht selten. Der Strom setzt längs der Küste nordwärts.

An der patagonischen Küste herrschen Nordwest- und Südwestwinde, boraartige Ostwinde kommen im Winter vor. Regen ist häufig und stark.

Die Inseln im nördlichen Stillen Ozeane liegen nahezu sämtlich im Gebiete des Nordostpassats, daher sind ihre meteorologischen Verhältnisse ausserordentlich einfacher Natur.

Die Hawaiischen Inseln haben von Mai bis Oktober einschliesslich Nordostpassat, im Winter kämpft der Passat mit westlichen Winden, welche, Kona genannt, häufig stürmisch sind. Die Luvseite der Inseln ist ausserordentlich regenreich, der Regenfall erreicht 5000 *mm*. Die Leeseite ist überall da dürr und trocken, wo der Passat die Berge überschreiten kann. Sehr interessant sind die Beobachtungen am Mauna Loa und Mauna Kea. Oberhalb von 2500 *m* findet man den Passat nicht mehr, wie stark er auch unten wehen mag, bis etwa 3800 *m* Höhe herrscht Stille und darüber hinaus westliche Luftbewegung. In Lee dieser Berge wechseln Land- und Seebriese regelmässig und bringen Feuchtigkeit und Fruchtbarkeit. So liegen vielfach dürre Gebiete in unmittelbarer Nähe von üppigster Tropenvegetation.

Auf den Marianen und Karolinen erleidet der Nordostpassat im Ausgange des Sommers eine Unterbrechung durch Stillen, südliche und gar westliche Winde zu der Zeit, wo der Monsun an der asiatischen Küste voll entwickelt, und der Südostpassat am weitesten auf die nördliche Halbkugel herübergezogen ist. Es kommt vor, dass während auf Guam östliche Winde wehen, der Eingang in den Hafen San Luis de Apra durch eine schwere Dünung aus SW oder West zwischen den Riffen unpassierbar ist. Von 1850 bis 1875 sind auf den Marianen in Guam 15 Orkane beobachtet, davon 8 im November, 2 im Februar, 3 im April und je 1 im Juni und September. Auf den Karolinen kommen Orkane überhaupt nicht vor. Südlich der Palau-Inseln läuft im Juli und August eine starke östliche Strömung von zwei bis drei Seemeilen Geschwindigkeit.

Auf den Marshall-Inseln herrschen östliche Winde vor, die von August bis November von Stillen und bisweilen von heftigen Südweststürmen unterbrochen werden. Die Strömung zwischen den Inseln und Riffen ist sehr unzuverlässig.

Die Trockenzeit der Gilbert-Inseln mit Passat aus SO bis Ost fällt in die Monate Mai bis September; in der Regenzeit sind die Winde zwischen Nord und West veränderlich, gelegentlich kommen auch Stürme von orkanartigem Charakter vor. In der Trockenzeit liegen die Inseln im nördlichen Teile der westlich setzenden ständigen Äquatorialströmung, in der Regenzeit am westlichen Ende derselben. Während dieser Zeit kommen gelegentlich östliche Strömungen vor.

Dadurch, dass der höchste Luftdruck andauernd im Osten des Ozeanes liegt, und im südlichen Sommer sich eine Rinne niedrigsten Druckes von

Australien bis nach den Samoa-Inseln ausbildet, erfährt der Passat über der Inselwelt des südlichen Stillen Ozeanes grosse Störungen.

Auf den Marquesas-Inseln ist der vorherrschende Wind der Passat. Von April bis Oktober weht er aus SO, Tua-to-ha der Eingeborenen, von November bis März aus ONO, Tieu. Im Oktober bis Januar kommen manchmal frische südwestliche Winde von drei bis vier Tagen Dauer vor. Der Strom setzt in der Regel zwischen WNW und SW 0,5 Seemeilen stündlich.

Obgleich die Niedrigen oder Paumotu-Inseln ganz in der Zone des Südostpassates liegen, ist dieser doch nicht der vorherrschende Wind, nordöstliche Winde sind zu allen Zeiten häufiger hier als südöstliche. Orkane kommen vor. An der Westseite der Inseln herrscht schwere Brandung, eine Folge der Südwestdünung des Ozeanes Die Meeresströmung zwischen den Inseln ist sehr unregelmässig, bei anhaltendem Passat nach W, in der Regenzeit zeitweilig nach O. Es ist daher rätlich, die Inseln zu meiden, falls der Weg des Schiffes in deren Nähe vorüberführt.

Soweit auch die Gesellschafts-Inseln, die Schiffer- oder Samoa-Inseln und die Phönix-Inseln räumlich auseinanderliegen, so sind doch ihre Windverhältnisse im wesentlichen übereinstimmend. Von Mai bis August haben sie Südostpassat, Dezember bis März veränderliche östliche und nordöstliche, aber oft auch Nordwestwinde. Die Gesellschafts-Inseln und die Phönix-Inseln haben in der Regenzeit häufig Nordweststürme und Böen, auf den Samoa-Inseln kommen Orkane vor. Die Strömung ist bei den Gesellschafts- und Phönix-Inseln im allgemeinen westlich, an der Nordküste von Upolu (Samoa-Inseln) setzt sie im Passat nach NW, in der Regenzeit ist sie veränderlich. An der Südküste dieser Insel setzt sie fast immer östlich, nahe der Nordwestküste Tutuilas nach NW.

Die Tonga-Inseln haben in der Trockenzeit, April bis November, ziemlich beständigen Südostpassat, in der Regenzeit östliche bis nordöstliche Winde, im Februar und März treten hier Orkane auf, und zwar häufiger als bei den Samoa-Inseln.

Bei den Fidji-Inseln wird der Passat vielfach abgelenkt, von April bis Oktober, der guten Jahreszeit, schwankt er zwischen SO und ONO, von Dezember bis März ist er am flauesten und durch nördliche Winde unterbrochen. Diese Zeit, die Regenzeit, bringt auch Orkane. Die Strömungen sind zum Teil vom Winde abhängig.

Auf und in der Nähe der Tonga- und der Fidji-Inseln kommen Erd- und Seebeben vor.

Auf Neukaledonien herrschen östliche Winde, die nur ausnahmsweise die Stetigkeit wirklichen Passats erlangen. Januar und Februar sind die Orkanmonate. Die Strömung setzt nach NW, innerhalb der Riffe wird sie durch die Durchfahrten beeinflusst.

Das Klima der Neuen Hebriden ist sehr feucht, der Passat herrscht während der Trockenzeit, Juli bis Oktober einschliesslich. Während der Regenzeit wehen veränderliche Winde aus N und O, dann sind auch Orkane zu erwarten.

Im Bismarck-Archipel sind vollständig entwickelte Monsunverhältnisse vorhanden, von Anfang Mai bis Ende Oktober Südostmonsun (Passat), von Anfang Dezember bis Ende März Nordwestmonsun, April und November sind die Kentermonate. Die hohen Inseln lenken häufig den Wind ab. Die Strömung setzt dem Winde entsprechend.

Neuseeland liegt bereits in der grossen, überwiegend westlichen Luftströmung der gemässigten Zone. Es hat daher sehr veränderliche, zum Teil in ihrer Richtung durch die Gebirge der Inseln beeinflusste Winde. An der Ostküste der Mittel-Insel kommt ein föhnartiger NW vor, dem ein Südwester folgt. In der Cook- und der Foveaux-Strasse weht der Wind meist in Richtung der Strassen, Stürme sind häufig.

Die Auckland-Inseln haben ein unwirtliches Klima, Stürme und Regen sind vorherrschend.

Der Abschnitt »der Luftdruck und seine Beziehungen zu den Luftströmungen,« bringt im wesentlichen dasselbe wie die gleichen Abschnitte der früher erschienenen Segelhandbücher. Zur Erläuterung der Gesetze ist eine Wetterkarte für Australien als Textfigur beigefügt und ein Diagramm, welches die Druckverteilung für Januar bis Februar und Juli bis August auf den Linien Berings-Strasse bis Australien einerseits und Berings-Strasse bis Kap Horn anderseits veranschaulicht. Die monatliche Barometerschwankung in den Tropen hält sich nach neuern Untersuchungen zwischen 4 bis 8 *mm*. Im Berings-Meer beträgt dieselbe im Winter 40 *mm*, im Sommer 20 *mm*.

Wie Tafel 12 bis 16 des Atlas zeigt, bewirkt die ausserordentlich grosse jahreszeitliche Schwankung des Druckes über Asien und Australien eine periodisch wechselnde Druckverteilung, die Ursache der Monsune im westlichen Ozeane.

In dem Abschnitte »Lufttemperatur und Niederschläge« wird besonders darauf hingewiesen, welche Wichtigkeit für die Meteorologie genaue gleichzeitige Bestimmungen der Luft- und der Oberflächenwasser-Temperatur haben. Auch hier wird die schon oben erwähnte abnorm niedrige Temperatur der Küste Chiles durch die abnorm niedrige Temperatur des Aufquellwassers an der Küste erklärt.

Die Regenverhältnisse werden an Hand der Tafel 25 des Atlas besprochen. Die dieser zu grunde liegende Untersuchung fusst auf der Zählung der Tage mit und ohne Niederschläge, einerseits auf den Stationen der Küste und der Inseln des Stillen Ozeanes, anderseits auf einigen Hauptschiffswegen, für die hinreichendes Beobachtungsmaterial vorlag. Der »meteorologische Äquator« oder die Scheidegrenze nord- und südhemisphärischer Jahreszeiten liegt auch hier, wie im Atlantischen Ozeane, nicht auf 0°, sondern bei etwa 5° nördl. Br.

Den »Stürmen des Stillen Ozeanes« ist ein grosser Abschnitt gewidmet. Ganz sturmfrei ist der Gürtel von 5° nördl. Br. bis 9° südl. Br. und das Passatgebiet zwischen der Westküste Südamerikas und den Paumotu-Inseln, fast unbekannt sind Stürme im rein ozeanischen Teile des Nordostpassatgebietes zwischen 130° westl. L. und 145° östl. L. Im mexikanischen Stillengebiete kommen etwa 4, in der Südsee etwa 6, im ostasiatischen Monsungebiete 15 bis 20 Stürme im Jahre vor. Die Wahrscheinlichkeit, innerhalb der Tropen einen schweren Sturm zu treffen, ist demnach sehr gering. Bemerkenswert ist das Verhältnis des Vorkommens aussertropischer Stürme im nördlichen und im südlichen Stillen Ozeane. Während im erstern die Zahl der Winter- zu der der Sommerstürme sich verhält wie 6 : 1, ist in letzterem dies Verhältnis 2 : 1, was hauptsächlich in der Landfreiheit des südlichen Ozeanes begründet ist. Sehr interessant ist die aus den Monatsisobaren sich ergebende Thatsache, dass im westlichen Stillen Ozeane die tropischen Stürme nur auf der Halbkugel vorkommen, auf welcher sich zur Zeit die Axe des äquatorialen Tiefdruckgebietes befindet.«

»Über die Gezeiten des Stillen Ozeanes wissen wir nur sehr wenig. Es scheint, dass die allermeisten Angaben über Hafenzeiten und Flutwechsel sich nur auf sehr kurze Beobachtungsreihen, vielfach nur auf wenige Tage stützen, und es bleibt in vielen Fällen zweifelhaft, ob gebührende Rücksicht auf die Elimination der täglichen Ungleichheit genommen ist. Diese ist in dem ganzen Gebiete sehr merklich, so dass fast ausschliesslich oder doch an einer Reihe von Tagen in jedem Monate Eintagsfluten vorkommen.

An der amerikanischen Festlandküste ist die tägliche Ungleichheit sehr bemerkbar, die Gezeitenströmungen sind wenig bedeutend und werden sehr vom Winde beeinflusst, in den Buchten, bezw. zwischen den der Küste vorgelagerten Inseln, namentlich an der Küste von Britisch-Columbia, sind sie öfters sehr heftig und gefährlich.

Sehr lückenhaft ist das Beobachtungsmaterial stellenweise für die Küsten von Neu-Seeland, Australien und Neu-Guinea, die Ostküste von Japan und Kamschatka. Im Bismarck-Archipel und bei Neu-Guinea giebt es nur Eintagstiden.

Innerhalb des malayischen Archipels, im Golf von Siam, Tonking und der Java-See, bilden Eintagsfluten durchweg die Regel. Nördlich von Hongkong treten regelmässig zwei Hoch- und zwei Niedrigwasser auf, die jedoch stark durch die tägliche Ungleichheit beeinflusst werden. Flutbrandung (bore) kommt sehr erheblich im Mündungsgebiete des Tsientangkiang, in kleinerem Masse im Yang-tse (bei Creek anchorage) vor. Zu beachten ist, dass, ohne Zusammenhang mit den Tiden, der mittlere Wasserstand zu verschiedenen Jahreszeiten verschieden ist, was durch den Einfluss der Monsune sich erklärt.

Die Gezeitenströmungen sind im allgemeinen unerheblich im freien Wasser, der Flutstrom ist nach N oder NW, der Ebbestrom nach S oder SO gerichtet. Zwischen den Inseln und vor Flussmündungen sind die Strömungen sehr zu beachten.

An den Inseln des Stillen Ozeanes sind die Gezeitenerscheinungen im allgemeinen sehr unbedeutend, die Angaben allerdings auch gerade dieses Umstandes wegen sehr unsicher. Eigentümlich ist, dass die Gezeiten bei Tahiti sich mehr nach dem Stande der Sonne richten als nach dem des Mondes.

Die Erklärung der verschiedenen Gezeitenerscheinungen im Stillen Ozeane wird in dem Vorhandensein zweier Wellensysteme gleicher Periode im Ozeane gefunden, die sich unter einem Winkel kreuzen, und zwar für jedes der beiden fluterzeugenden Gestirne, eine Theorie, die von Airy zuerst als Vermutung ausgesprochen und von Professor Dr. Börgen weiter ausgeführt ist.«

9. Quellen und Höhlen.

Die Entstehungsweise der Biliner Mineralquellen ist auf Grund eingehender Studien von Prof. Friedrich Steiner ermittelt worden[1]). Derselbe war 1887 mit der Aufgabe betraut worden, zwei jener Biliner Quellen, welche nicht versendungsfähiges Wasser lieferten, zu untersuchen und dahin zu trachten, dass ihr Wasser versendbar werde, ohne die übrigen Quellen zu stören. Bis dahin galt die von geologischer Seite aufgestellte Ansicht, dass der Sauerbrunn von Bilin dadurch entstehe, dass in gewissen Spalten, deren Längsrichtungen nachgewiesen worden, aus der Tiefe heraus Sauerwasser steige, und dass umgekehrt dieses Sauerwasser von einzelnen Süsswasserschichten alteriert wird, welche zu den erstern in nahezu senkrecht streichenden Spalten sitzen. »Die Aufgabe war nun die, die Süsswässer abzuhalten und das Mineralwasser zu isolieren. Es handelte sich um die Durchführung von Brunnenquellenfassungen und auch um Analysen der einzelnen Quellen. Es wurde eine Zusammenstellung der Ergebnisse eines Jahres gemacht, wobei jede Quelle täglich einer Analyse unterzogen wurde, wenn auch nur hinsichtlich der Gesamtsumme der festen Bestandteile, ferner die Variationen innerhalb eines Jahres untersucht und namentlich der Zusammenhang der Quelle

[1]) Technische Blätter des deutschen polytechnischen Vereins in Böhmen. Prag 1896. p. 132.

mit den atmosphärischen Niederschlägen studiert, um eine Übersicht über die gegenseitige Beeinflussung der Quellen untereinander und von den Atmosphärilien zu gewinnen.

Trotz eingehender Studien und schwieriger Arbeiten gelang es nicht, die Moriz-Quelle vollständig vom Süsswasser unabhängig zu machen, da, wenn das Süsswasser ausgepumpt wurde, die Quelle stieg, und eine Verschlechterung derselben eintrat. Es wurden dann nach langem Studium Schritt für Schritt Schürfungen, Stollen und Schächte angelegt, langsam und äusserst vorsichtig das ganze Terrain untersucht, um die Lagerungsverhältnisse klarzulegen, und dadurch herausgebracht, dass der Gneis, aus welchem die Quelle entspringt, unter dem Terrain eine andere Figuration zeigte, wie die Oberfläche, dass hinter einem unterirdischen Gneisrücken Süsswasser sitze. Dann wurden Entwässerungsstollen angelegt, welche um das Quellengebiet herumgezogen sind, und man trachtete, die Süsswasser abzuziehen. Dieses Abziehen ist gelungen. Gleichzeitig hat aber die Ergiebigkeit aller, also auch der alten guten Quellen abgenommen. Dies nötigte später, eine Vertiefung der Quellenschachte vorzunehmen, um die Ergiebigkeit zu steigern. Das Mittel hat geholfen, um die alte Ergiebigkeit bei vollständig normaler Zusammensetzung der Quellen zu sichern. Ausserdem wurde zur Untersuchung des Terrains unterhalb der Quellen eine Tiefbohrung so durchgeführt, dass jeden Augenblick eine Verdämmung möglich war, im Falle eine Alteration eintreten würde. Mit dieser Tiefbohrung wurde zunächst Süsswasser angeschlagen. Mit vieler Mühe ist es gelungen, diese Tiefbohrungen von 32 *cm* Durchmesser gegen das einfliessende Süsswasser abzudämmen. In grösserer Tiefe wurde Biliner Sauerwasser tiefer unter einem Eisensäuerlinge angeschlagen. Es gelang, dieses Sauerwasser zu isolieren.

Nachdem die Bohrung 132 *m* Tiefe erreicht hatte, wollte Prof. Steiner das Sauerwasser, dessen Niveau im Rohre unter Terrain lag, zum Springen bringen. Zu diesem Zwecke wurde ein hölzerner Schacht abgeteuft, dessen Sohle 5 *m* unter den Sauerwasserspiegel im Bohrloche reichte. Der Schacht, der voll Süsswasser war, wurde ausgepumpt, das Bohrrohr an der Schachtsohle abgeschnitten und ein Mundstück aufgesetzt, aus welchem eine Sauerwasser-Springquelle gekommen ist. Tag für Tag ist jedoch diese Sauerbrunn-Springquelle niedriger gesprungen, nach acht Tagen war sie so tief gesunken, als das Süsswasser abgepumpt war. Es hat acht Tage gedauert, bis der hydrostatische Druck einen Ausgleich in der Vertikalen vollzogen hat. Nachdem später der Schacht wasserdicht ausgemauert war, und sich hinter dem Schachte Süsswasser ansammeln konnte, ist der Springbrunnen im Schachte wiedergekommen. Je mehr Süsswasser sich ansammelte, desto höher sprang das Sauerwasser. Damit war der Zusammenhang erbracht. Endlich konnte aus demselben Bohrloche zweierlei Wasser entnommen werden, und zwar aus dem mittlern Teile das reine Biliner Wasser, aus den untern Schichten aber eisenhaltiges Wasser.«

Auf Grund dieser und anderer Erfahrungen stellt Prof. Steiner folgende Erklärung über die Entstehung des Biliner Mineralwassers auf: »Das atmosphärische Niederschlagswasser, welches auf die umliegenden Hänge und Höhen Bilins fällt, verdunstet zum Teil, zum Teil fliesst es unregelmässig in den oberirdischen Wasserläufen ab; zum Teil dringt es in die Tiefe und speist als Grundwasser die verschiedenen Quellen.

In dem Gesteine sind hier wie anderorts zwei verschiedene Zonen zu unterscheiden. Die obere Zone umfasst solche Spalten und Klüfte, in denen das Wasser lediglich in die Tiefe dringt, ohne dieselben stetig zu erfüllen. Sie bilden die sogenannte Infiltrationszone; die untere Partie, welche bis in unbekannte Regionen reicht, ist bleibend mit Wasser erfüllt, welches jedoch keineswegs einen horizontalen Wasserspiegel bildet, sondern gegen tiefer gelegene Grundwassergebiete abfliesst und hierbei einen Widerstand zu überwinden hat, welchem zufolge dieses unterirdisch abfliessende Wasser, der sogenannte Grundwasserstrom, ein gewisses Gefälle aufweist. Dieses Gefälle ist der Natur des grossen Widerstandes entsprechend sehr häufig grösser als das der oberirdisch fliessenden Wasserläufe. Das Wasser selbst fliesst auch mit wesentlich geringerer Geschwindigkeit als das oberirdische ab und gewinnt dadurch wesentlich mehr Zeit, die in dem Gestein enthaltenen Stoffe zu lösen. Dieser Grundwasserstrom besitzt ebenfalls, wie unsere oberirdischen Wasserläufe keine konstante Wasserhöhe; zur Zeit grosser Trockenheit sinkt der geneigte Grundwasserspiegel, nach Zeiten grösster Niederschläge hebt er sich allmählich.

Chemisch ist das Wasser derartiger Grundwasserströme keineswegs ein homogenes. Die obern Schichten sind in der Regel weniger reich an mineralischen Bestandteilen, als die untern, hierdurch spezifisch schwerern. In unserem Falle kommt zu den natürlichen Quellenverhältnissen noch ein anderer Umstand hinzu, indem der Grundwasserstrom mit Kohlensäure, die in den Klüften und Spalten empordringt, angereichert und damit besonders befähigt wird, aus den Gesteinen bestimmte Salze in Lösung zu bringen, und trifft es nun keineswegs zu, dass die chemisch verschiedenartigen, jedoch hydrostatisch sich das Gleichgewicht haltenden, dann in der Regel übereinander liegenden Grundwasserströme verschiedener chemischer Zusammensetzung auch überall in genannter Weise geschieden bleiben. Ist ein in die Tiefe reichender Spaltenkomplex durch zufällige Umstände gegen die obern Schichten des Grundwasserstromes vielleicht durch Ockerablagerungen isoliert, und liegt die Mündung dieser Spalten an der natürlichen Oberfläche, die im übrigen durch eine wasserdichte Schicht überlagert ist, so wird an dieser Stelle das Mineralwasser zutage treten.

Der tiefste Grundwasserstrom ist in diesem Falle ein Eisensäuerling. Prof. Gintl hat eine Theorie aufgestellt und die Vermutung ausgesprochen, dass das eigentliche Biliner Wasser zuerst

Eisensäuerling war, und erst durch die Berührung mit lufthaltigem Süsswasser jene Oxydation erfolgt, welche es in nahezu eisenfreien Säuerling überführt. Die eisenschüssigen Adern in dem Gneis sind nichts anderes als Selbstreinigungsprodukte des Eisensäuerlinges, welcher in eisenfreien Säuerling übergeht. Durch Experimente wurde festgestellt, dass Grundwasser aus den in Bilin vorkommenden Gesteinen bestimmte Bestandteile nur dann auflösst, wenn Kohlensäure vorhanden ist. Woher kommt diese Kohlensäure?

Prof. Laube ist der Ansicht, dass die Kohlensäure im vorliegenden Falle aus dem Erdinnern komme, und weist diesbezüglich auf die am Ganghofberge den Gneis durchsetzenden Phonolithe und Basalte, also auf die in dieser Gegend unzweifelhaft bestandenen vulkanischen Ereignisse hin.

Prof. Gintl hat eine ganz andere Theorie aufgestellt und durch eine Reihe von Experimenten begründet. In der Umgebung der Quellen befinden sich oberhalb derselben Braunkohlenlager, und Prof. Gintl ist der Ansicht, dass die Zersetzung der Braunkohle, wenn sie unter Luftabschluss steht, nachweislich Kohlensäure abspaltet, die durch das thalwärts ziehende Wasser mitgerissen wird.«

Die Asphaltquellen am See Maracaibo schildert auf Grund eigener Anschauung Baron H. Eggers[1]). Diese Ablagerungen von Erdpech zerfallen in zwei Gruppen, die eine nördlich vom Rio Misoa in der Nähe des westlichen Abhanges der Hügelkette gleichen Namens, El Menito genannt, die andere El Mene Grande, weiter gegen Süden. Die Namen stammen von der lokalen Benennung Mene her, welche Asphalt bedeutet, während der gewöhnliche spanische Ausdruck asfalto den Eingeborenen unbekannt ist.

»Die Lage des Menito war nicht schwer zu erraten, indem eine dichte schwarze Rauchwolke dieselbe deutlich genug anzeigte, und die vom brennenden Asphalt, der durch die in der Trockenzeit von den Bewohnern hervorgerufenen Savannenbrände häufig in Brand gerät und bedeutende Rauchmassen entwickelt, herrührte.

Der Menito bildet einen ziemlich sanften, abgerundeten Hügel von fast 1 *km* im Durchmesser, aus rötlicher, steiniger Erde bestehend und mit spärlichem Graswuchse bestanden. Zerstreut an der Oberfläche von der Spitze an sieht man eine Menge kleiner stumpfer Kegel von 60 *cm* Höhe mit einer runden, kraterähnlichen Öffnung, aus der sich das Erdpech wie ein schwarzer, dickflüssiger Strom langsam ergiesst, um sich am Fusse des Hügels in grössern Lachen oder sogar in kleinen Seen anzusammeln und derart an allen tiefer liegenden Stellen bedeutende Ablagerungen von Asphalt zu bilden. Wenn man einen dieser kleinen Kegel durchsticht, findet man, dass derselbe aus mit Wasser und Asphalt vermischter Erde besteht, aus welcher indes der Asphalt allein durch die Öffnung an der Spitze

[1]) Deutsche geogr. Blätter. **19.** p. 183 u. ff.

rein abfliesst. Der ausströmende Asphalt ist vollständig kalt, noch etwas unter der Temperatur der Luft und erhärtet in wenigen Tagen, so dass derselbe nur an der Oberfläche und besonders um die Mittagszeit, wenn die Sonne ihn erwärmt, sich weich erhält. Selbst an den entferntern Punkten der Ablagerung sinkt man indes doch noch immer etwas ein, wenn man auch nur ganz kurze Zeit auf einem Flecke stehen bleibt. In dem frischen Asphalt in der Nähe der Ausflussstellen bleibt man einfach stecken, was nicht ungefährlich werden kann, wenn man an eine tiefere Stelle gerät, und zahlreiche Skelette von Tieren, die auf diese Weise ein elendes Ende genommen haben, zeugen von der ungemein zähen Beschaffenheit der Materie. Besonders häufig sieht man die Panzer der grossen Land-Schildkröten (Hicotea) von $^1/_2$ *m* Länge, die hier verendet sind, aber auch Vögel kommen nicht selten im Asphalt um, ja es wurde erzählt, dass man vor einigen Jahren sogar das Skelett eines Jaguars im Menito gefunden habe.

Die erwähnten Brände, denen die Erdpechlager ausgesetzt sind, zerstören nur eine geringe Menge desselben, indem das Feuer nicht die ganze Masse ergreift, sondern nur darüber hinläuft und eine dünne Schicht davon verkohlt, über welche alsdann frischer Asphalt wieder hinwegströmt, so dass man an vielen Orten abwechselnde Lagerungen von verbranntem und frischem Asphalt antrifft. Da der Ausfluss jedenfalls grösser ist, als die auf diese Art zerstörte Menge, muss zweifelsohne die ganze Masse des abgelagerten Asphaltes in beständigem Wachsen begriffen sein.

An der Nordseite des Menito-Hügels befinden sich einige kesselartige Vertiefungen, in denen mehrere Quellen mit heissem Wasser emporsprudeln und einen 1 *m* breiten und fast ebenso tiefen Bach bilden, der in westlicher Richtung den Abhang hinabfliesst. Die Temperatur des Wassers am Ausflussorte ist 75° C., so dass man die Hand nicht darin zu halten vermag. Trotzdem sind sowohl die Quelllöcher wie auch die Wände und der Boden des Baches, dessen Wasser noch in über 30 *m* Entfernung von seinem Ursprunge die Hand verbrüht, in dichten Massen mit einer fadenförmigen, blaugrünen Alge bekleidet, wie man dies auch in andern Thermalquellen findet. Das hervorsprudelnde Wasser ist mit flüssigem Asphalt vermischt und an der Oberfläche mit einer dünnen, fluoreszierenden, dem Petroleum ähnlichen Schicht bedeckt.

Ähnlich wie der Menito bildet der Mene Grande einen sanften, aber mehr langgestreckten Hügel, der sich von Osten nach Westen ca. 2 *km* in der Länge bei 1 *km* in der Breite erstreckt und ebenfalls ein steiniges und sandiges Terrain darstellt, das mit spärlichem Graswuchse bekleidet ist. Überall sieht man auch hier dieselben kleinen kraterförmigen Öffnungen, aus denen der Asphalt hervorquillt, um sich an den tiefer liegenden Stellen in grossen Massen anzusammeln. An einem Orte, wo der Ausfluss besonders stark ist, hat sich ein förmlicher Asphaltbach gebildet, der ein ziemlich steiles Ge-

fälle hat und nach Verfs. Messungen 1 *l* pro Minute oder ca. 1500 *l* pro Tag liefert, welches bei dem spezifischen Gewichte des Asphaltes von 1.4 einem täglichen Quantum von 2100 *kg* an dieser Ausflussstelle allein entspricht. Setzt man das ganze Ergebnis der sämtlichen verschiedenen Öffnungen des Mene Grande nur gleich zehn dieser Bäche, so ergiebt sich ein täglicher Ausfluss von 21 000 *kg* oder über 7 Millionen *kg* Asphalt im Jahre.

Die beträchtlichste Ansammlung fand Verfasser in einer nach Südwest verlaufenden Quebrada oder Schlucht, die 14 *m* breit und in einer Ausdehnung von über 1 *km* mit Asphalt angefüllt war, der von dem oben erwähnten Bache herrührte. Die Mächtigkeit dieser Ablagerung, die einem schwarzen Flusse ähnlich sieht, glaubt er nach den von ihm vorgenommenen Ausgrabungen auf wenigstens 1 *m* durchschnittlich annehmen zu können, was also eine Masse von 14 000 *cbm* oder mehr als 20 Millionen *kg* Asphalt ergeben würde.«

Die Drachenhöhle auf Majorka wurde im September 1896 von E. A. Martel durchforscht, dem es gelang, 2 *km* weit in das Innere einzudringen[1]). Dabei wurde ein See von 177 *m* Länge, 30—40 *m* Breite und 4—9 *m* Tiefe entdeckt, einer der grössten unterirdischen Seen, die man bis jetzt kennt. Das Merkwürdigste an der Drachenhöhle ist ihr Zusammenhang mit dem Meere, dessen Wasser durch zwei Öffnungen in die Höhle Zugang hat. Die eine ist die Taubengrotte, deren Eingang 40 *m* breit und 10 *m* hoch ist. Nach dem Innern zu verengt sie sich derart, dass dem Menschen ein Vordringen in die Höhle unmöglich wird, nur das Meerwasser findet hier bei hohem Stande Zutritt in das Innere. Alle Teile der Höhle, die mit dem Meere in Verbindung stehen, sind mit Tümpeln von stehendem Wasser bedeckt. Obgleich keine Spur von einem unterirdischen Flusse entdeckt wurde, muss doch das Süsswasser vom Lande her Zutritt haben, da der erwähnte grosse See nur sehr schwach salzig ist. Ist bei einem heftigen Sturme besonders viel Meerwasser in die Höhle gedrängt worden, so fliesst dasselbe nach dem Sturme durch die vorhandenen Spalten wieder nach dem Meere hinaus, nachdem es den grössten Teil seines Salzes in der Höhle zurückgelassen hat. Dieser Charakter der Drachenhöhle als einer »Meeresgrotte« macht sie zu einem einzigartigen Naturgebilde für ganz Europa. Die Erforschung der Höhle fand auf Veranlassung des Erzherzogs Ludwig Salvator statt. Den grossen unterirdischen See taufte Martel nach dem bekannten Schlosse bei Triest Lago Miramar. Die Höhle ist auch nicht ganz unbevölkert; Martel fand in derselben eine Anzahl blinder Insekten, dagegen blieb die Suche nach Fischen in den Seen der Drachenhöhle ohne Erfolg.

---

[1] Umlauft, Deutsche Rundschau. 19. p. 574.

Die Höhlen des Departement Côte-d'Ore schilderte C. Drioton [1]). Ihre Anzahl beläuft sich auf 108, von denen Verf. die meisten besucht hat. Die Höhlen sind aus vorhandenen Spalten in reinem geschichteten Kalke durch die Erosion des fliessenden Wassers entstanden. Dieses Wasser entstammt der Erdoberfläche und sickert durch den Kalk, um in der Tiefe als Quelle aufzutreten.

Die Höhle von Padivac im Departement Lot ist von E. A. Martel und E. Rupien am 28. und 29. September 1896 aufs neue untersucht worden [2]). Die Länge der Höhle beträgt im ganzen etwa 2.5 *km*, und sie wird in den meisten Gängen vom Bache Padivac durchflossen, der sich etwa 100 *m* unter der Erdoberfläche befindet.. Die Höhle ist sehr feucht, der Bach scheint nur geringe Schwankungen seines Wasserbestandes zu besitzen, trocknet aber auch nicht aus. Er erhält sein Wasser durch drei Öffnungen in der grossen Verwerfungsspalte, die sich 20 *km* lang zwischen Saint-Céré und Miers hinzieht. Das Innere der Höhle ist grossartig, weite Galerien und Hallen ziehen sich in den verschiedensten Richtungen hin, eine Grotte (Grand Dôme) hat eine Höhe von 90 *m*.

10. Flüsse.

Grösse der deutschen Stromgebiete. Auf der im Bureau des Wasserausschusses zu Berlin bearbeiteten hydrographischen Karte von Norddeutschland ist der Flächeninhalt der einzelnen deutschen Stromgebiete wie folgt angegeben:

Gebiet der Ostseeküstenflüsse	50880 *qkm*
» » Nordseeküstenflüsse	14380 »
» » Memel	94535 »
» des Pregel	15030 »
» der Weichsel	196490 »
» » Oder	118611 »
(Davon Warthe	64902 »)
Gebiet der Elbe	146930 »
» » Weser	45862 »
» » Ems	13036 »
» des Rheines	160023 »

Das Rheinthal unterhalb Bingen ist von A. Rothpletz in bezug auf die Art und Weise seiner Entstehung untersucht worden [3]). Diese Strecke wurde von den Geologen meist für ein Durchbruchsthal gehalten, welches der Strom sich selbst geschaffen habe, eine Erklärung, die wenig mehr als eine Verlegenheitshypothese ist und in dieser Allgemeinheit von niemand geteilt werden kann, welcher die betreffenden Strecken genauer in Augenschein nimmt. Prof.

[1]) Mém. de la Soc. de Spéléologie. Paris 1897. 1. p. 8.
[2]) Mém. de la Soc. de Spéléologie. Paris 1896. 1. p. 1.
[3]) Jahrbuch der Kgl. Preuss. geolog. Landesanstalt für 1895, 1896. 16. p. 10.

Holzapfel hat zuerst durch seine fleissigen Untersuchungen diese Hypothese in ihrer Allgemeinheit endgültig über den Haufen geworfen [1]). Die Arbeit von A. Rothpeltz bringt im ganzen eine Bestätigung der Ergebnisse Holzapfel's. Rothpletz erkennt zwischen Bingen und Trechtlingshausen zu beiden Seiten des Rheines zwei Verwerfungsspalten, die nahe in nordsüdlichere Richtung streichen und eine lange, schmale Gebirgsscholle einschliessen, deren Senkung der Abfluss des Rheines hervorrief.

Der Oderstrom, sein Flussgebiet und seine wichtigsten Nebenflüsse. Die auf staatliche Veranlassung durchgeführte Untersuchung der hydrographischen, geologischen und klimatologischen Verhältnisse der Oder liegt in einem grossen Werke nebst Atlas vor [2]).

Weichsel- und Odergebiet bilden den Übergang aus der weiten russischen Ebene mit ihrem Kontinental-Klima in das mannigfach gestaltete westliche Europa, dessen reich gegliederte Küsten dem See-Klima die Vorherrschaft verschaffen. An der untern Oder macht sich die Nähe des Meeres zwar bereits fühlbar, aber doch nur in abgeschwächtem Masse. In ähnlicher Weise kommen an der mittlern und obern Oder die schroffen Gegensätze des Kontinentalklimas, denen das Weichselgebiet noch fast ganz unterliegt, nur mehr abgeschwächt zur Geltung. Seine vermittelnde Lage zwischen Ost- und Westeuropa und der Umstand, dass die südlichen Gebietsteile grössere Höhenlage besitzen als die nördlichen, sichern dem Odergebiete ziemlich gleichmässige klimatische Verhältnisse in seiner ganzen Erstreckung, die nur wenig über $4^1/_2$ Breitengrade umfasst.

Eine bemerkenswerte Eigentümlichkeit des Oderstromgebietes besteht darin, dass dasselbe nur in seinem obern, südlichen Teile durch scharf hervortretende Wasserscheiden von den benachbarten Stromgebieten geschieden ist. Im Süden und Südwesten wird es durch den von Südost nach Nordwest verlaufenden Kamm der Sudeten begrenzt, während es im mittleren Teile sowohl nach Osten als auch nach Westen zu durch keine deutliche Wasserscheide von den benachbarten Weichsel- und Elbestromgebieten getrennt ist. Diese Erscheinung erklärt sich aus der durch den geologischen Bau bedingten Oberflächengestalt des norddeutschen Flachlandes. Es lässt sich aufs deutlichste erkennen, dass die drei genannten Stromgebiete durch früher entstandene Thalniederungen, deren wesentlichste Ausbildung in die Abschmelzperiode des skandinavisch-norddeutschen Inlandeises verlegt werden muss, miteinander in Verbindung stehen.

[1]) Vergl. dieses Jahrbuch 1894. 5. p. 225—229.

[2]) Der Oderstrom, sein Stromgebiet und seine wichtigsten Nebenflüsse. Auf grund des Allerhöchsten Erlasses vom 28. Februar 1892 herausgegeben vom Bureau des Ausschusses zur Untersuchung der Wasserverhältnisse in den der Überschwemmungsgefahr besonders ausgesetzten Flussgebieten. 3 Bände nebst 1 Tabellenband und Atlas. Berlin 1896, Dietrich Reimer, Geographische Verlagshandlung.

Durch die grossen, das norddeutsche Flachland von ONO nach WSW, von O nach W und von OSO nach WNW durchziehenden alten Thalzüge nebst den sie verbindenden Quer- oder Durchbruchsthälern wird dasselbe in verschiedene Hochflächen zerlegt, welche für die orographische Gliederung des Oderstromgebietes eine grosse Bedeutung besitzen.

An den Nordabfall der Sudeten und den Nordrand des Berglandes der Oberlausitz schliesst sich zunächst ein schwach welliges, noch vielfach von den Kuppen des ältern Gebirges durchbrochenes Hügelland mit einer mittlern Höhenlage von 200—400 *m* an. Dieses subsudetische Vorstufenland, welches sich in südöstlicher Richtung zwischen der Oberschlesisch-polnischen Platte und dem Nordabfalle der Sudeten buchtenartig vorschiebt, wird von den linksseitigen Nebenflüssen der Oder durchquert und dadurch in verschiedene Abschnitte zerlegt.

Auf der rechten Oderseite dehnt sich das Oberschlesisch-polnische Hügelland aus, welches in der bis zu 310 *m* ansteigenden Sorau-Trebnitzer Landschwelle seine westliche Fortsetzung findet. Diese Hochfläche wird im N durch die Bartschniederung begrenzt und im W durch das zwischen der Einmündung der Katzbach und Bartsch gelegene Thalstück der Oder, sowie durch die Thäler des Bober und der Lausitzer Neisse in verschiedene Abschnitte zerlegt.

Westlich der Oder schliesst sich in Niederschlesien an das subsudetische Vorstufenland, dessen Nordgrenze etwas nördlich von den Städten Liegnitz, Haynau, Bunzlau und Görlitz verläuft, die im Rückenberge bei Sorau sich bis zu 228 *m* erhebende Sorauer Hochfläche an, die vom Bober und der Lausitzer Neisse eingeschlossen wird. Begrenzt wird dieselbe im N durch eine alte, zwischen dem Grünberger und Freystadt—Dalkauer Höhenzuge verlaufende Thalniederung, deren weitere Verfolgung nach dem Spreewalde zu undeutlich wird. Sie ist von G. Berendt als das alte Glogau—Baruther Hauptthal bezeichnet worden; doch kann ihr keineswegs die Bedeutung zugesprochen werden wie dem Thorn—Eberswalder und dem Warschau—Berliner Hauptthale.

Eine weitere Gliederung erfährt das Oderstromgebiet durch den alten Thalzug, welchem die Warthe bis Jaszkowo nördlich von Schrimm folgt. Die sandige Niederung zwischen Jaszkowo und Moschin bezeichnet den alten Lauf, welchem in der Diluvialperiode die Wasser nach W zu folgten, um durch das Obrabruch hindurch das Oderthal bei Tschicherzig zu erreichen. Von hier aus schliesst sich das Thal in westlicher Richtung bis Fürstenberg dem heutigen Oderlaufe an und findet seine weitere Fortsetzung nach NW in der Niederung über Müllrose, Berlin und Nauen nach Havelberg. (Warschau—Berliner Hauptthal.)

Die Nebenflüsse, welche die Oder nach der Einmündung der Lausitzer Neisse auf der linken Seite empfängt, sind nur unbedeutend, da die Wasserscheide zwischen Elbe und Oder im Abstande von

nur wenigen Meilen von dem westlichen Thalgehänge der letztern verläuft. Infolgedessen ist kein hinreichendes Sammelgebiet für erheblichere Wassermengen vorhanden.

Ein dritter alter Thalzug verbindet die Weichsel mit dem heutigen Oder- und Elbthale. Die westliche Fortsetzung des alten Weichsellaufes liegt in dem weiten Thale, das sich über Bromberg, Nakel und Küstrin, dem Netze- und Warthethale folgend, bis zum heutigen Oderthale hinzieht. Von Küstrin bis Nieder-Finow folgte die alte Weichsel der Oderniederung. Von hier ab benutzten die Wasser die Niederung des Finow-Kanales über Eberswalde und flossen in nahezu westlicher Richtung nördlich am Glien und dem Ländchen Bellin vorüber, um sich westlich davon mit dem alten Oderthale zu vereinigen und mit ihm gemeinsam bei Havelberg in das Elbthal einzutreten. (Thorn—Eberswalder Hauptthal.)

Durch die zuletzt genannten beiden alten Thäler, das Warschau—Berliner und das Thorn—Eberswalder, wird das rechte Zuflussgebiet der Oder zwischen den Einmündungen des Obrzycko und der Warthe nördlich und südlich begrenzt, während dasselbe durch das Thalstück der Warthe von Moschin stromabwärts und durch das Thal der nördlichen Obra in drei Abschnitte zerlegt wird.

Durch die Netzeniederung und den Unterlauf des Warthethales wird das Zuflussgebiet des Baltischen Höhenrückens im Süden begrenzt. Die Wasserscheide zwischen Oder und Ostsee verläuft hier, dem Streichen der Pommerschen Seenplatte entsprechend, von SW nach NO.

Die Ostseeküste zeigt an der Grenze zwischen Vor- und Hinterpommern einen bemerkenswerten Knick; denn während die Küste von Vorpommern und Rügen im allgemeinen von NW nach SO gerichtet ist, verläuft die hinterpommersche Küste von SW nach NO Ganz dementsprechend streicht die Mecklenburg-uckermärkische Seenplatte von NW nach SO und die Neumärkisch-hinterpommersche von SW nach NW. Es verdient hervorgehoben zu werden, dass das Oderthal von dem Punkte ab, wo es aus der ursprünglichen Richtung über Schwedt, Garz und Stettin nach NNO ausbiegt, gerade in eine Linie hineinfällt, in welcher die beiden Hauptstreichrichtungen des Baltischen Höhenrückens zusammenstossen.

Das ganze Oderstromgebiet umfasst eine Fläche von 118611 *qkm*, wovon 56% auf Ackerland, 8% auf Wiesen, 5.6% auf Weiden und Ödland, 24.7% auf Holzungen und 5.7% auf Wasserfläche, Wege, Haus- und Hofräume entfallen. Eine nennenswerte Ab- oder Zunahme des ganzen Waldbestandes ist im Odergebiete seit Anfang dieses Jahrhunderts nicht eingetreten. Was den Einfluss des Waldes auf die Wasserverhältnisse anbetrifft, so heisst es hierüber: Dass die Zurückhaltung des Tagewassers durch den Wald bei ausserordentlichen Regengüssen bald eine Grenze findet, ist durch die Untersuchungen der Hochfluten in Niederschlesien vom August 1888 und in den Beskiden vom Juni 1894, die ihren Ursprung in Gebieten

mit dichtem und vortrefflichem Waldbestande nahmen, bestätigt worden. Anderseits lehrt aber die Erfahrung an mehrern Stellen des Oderstromgebietes, dass die Ersetzung des Gebirgswaldes durch Weide oder Ackerland das rasche Zusammenfliessen der Niederschläge in hohem Grade begünstigt und die Abschwemmung des Bodens an den stark geneigten Berghängen grösstenteils oder vollständig herbeiführt. — Die günstige Einwirkung der Gebirgsforsten auf die Verzögerung der Schneeschmelze wird beim jähen Eintritte der Frühjahrserwärmung allerdings etwas beeinträchtigt, trägt aber doch wesentlich dazu bei, dass die schlesischen Gebirgsflüsse im allgemeinen von übermässigen, plötzlich auftretenden Schmelzwasserfluten verschont bleiben. Im Flachlande beschränkt sich dagegen, dem Anscheine nach, die Wirkung des Waldes vorzugsweise auf Herabminderung der Bodenverdunstung und auf Bewahrung der Bodenfrische während der. warmen Jahreszeit, indem der Wald durch seine Beschattung die Sonnenstrahlen vom Boden zurückhält und den die Feuchtigkeit verzehrenden Wind mässigt.

Die wohlthätigen Einwirkungen des Gebirgswaldes im Oderstromgebiete lassen sich nicht verkennen, auch wenn die Bewaldung das Auftreten verheerender Sommerhochfluten bei aussergewöhnlichen Niederschlägen nicht zu verhindern und die Ungleichmässigkeit der Speisung der Gebirgsflüsse nicht auszugleichen vermag. Die Verzögerung der Schneeschmelze und die Erhaltung der Bodenkrume an den Berghängen mit allen hieraus erwachsenden Vorteilen, namentlich in bezug auf die wesentlich verminderte Sinkstoffführung der Flüsse, verleihen dem Walde eine wichtige Stellung in der Wasserwirtschaft, und die Bewohner des Oderlandes haben volle Ursache, sich ihres Waldbesitzes zu erfreuen, an gefährdeten Örtlichkeiten neuen Waldbestand zu begründen und allenthalben den Wald zu pflegen als ein mächtiges Hilfsmittel, das die oft drohende Wassersnot zwar nicht verhindern, aber doch erleichtern kann.

Während die Lage und Gliederung des Stromgebietes sachgemäss nur in übersichtlicher Darstellung zu betrachten ist, ebenso die Einwirkung der klimatischen Erscheinungen, die sich in grössern Bezirken regeln, werden die Sondereigenschaften der einzelnen Flüsse, aus denen der Hauptstrom entsteht, durch die Eigentümlichkeit des Auftretens aller oben genannten Grundbedingungen in jedem Flussgebiete bestimmt. Wie die Oberfläche gestaltet ist, wie das Gewässernetz sich entwickelt hat, welche natürliche Beschaffenheit der Boden besitzt, sein Anbau und seine Bewaldung, diese Umstände drücken dem Flusslaufe und bis zu gewissem Grade sogar dem Flussthale ihr Gepräge auf. Mag auch an vielen Stellen die Thalbildung durch vorzeitliche Vorgänge stattgefunden haben, die mit den jetzigen Abflussverhältnissen in keiner Beziehung stehen, so sind doch wiederum an vielen andern Orten die Flussthäler von solchen Abflussmengen ausgebildet worden, wie sie noch heute vorkommen. Die nähere Schilderung der Eigentümlichkeiten, welche die bezeichneten Grund-

bedingungen in den einzelnen Flussgebieten aufweisen, also die Schilderung der Bodengestalt, des Gewässernetzes, der Bodenbeschaffenheit, der Anbauverhältnisse und der Bewaldung in jedem Gebietsanteile giebt Band II des Werkes. Liefert die Darstellung seines Gebietes ein Bild über die Ursachen der Gestaltung des betrachteten Flusses und seiner Wasserführung, so erübrigt vor allem noch eine eingehende Untersuchung über die Wirkungen, welche diese Ursachen im Laufe der Zeit ausgeübt haben und dauernd ausüben: über die Bildung des Flussthales selbst, seiner Grundrissform, seines Längengefälles, seines Bettes und des Thales, in dem seine Hochfluten verlaufen. Weiterhin sind die Fragen zu erörtern, wie der Abflussvorgang unter gewöhnlichen Verhältnissen sich abspielt, und wie er bei ausserordentlichen Niederschlägen oder beim Abschmelzen der winterlichen Schneemassen sich umgestaltet, also in welcher Weise die mittlere Wasserstandsbewegung zur Erscheinung gelangt, wie oft die verschiedenen (besonders die grossen und kleinen) Wasserstände eintreten, wie die Hochfluten und Überschwemmungen sich verhalten, wie die Eisdecke entsteht und vergeht, welche Wassermengen der Fluss bei den verschiedenen Wasserständen führt. Die gegenwärtigen Verhältnisse eines Flusses lassen sich aber nicht darstellen, ohne zugleich der künstlichen Eingriffe zu gedenken, durch welche die Menschenhand seinen natürlichen Zustand verändert hat, um die Ausschreitungen des Hochwassers und den Abbruch der Ufer abzuwehren, um die Vorflut der Niederungen zu verbessern, um die Kraft des Wassers oder dessen befruchtende Wirkungen zu benutzen, um den Fluss als Wasserstrasse dem Verkehre dienstbar zu machen, um Trink- und Brauchwasser zu entnehmen oder Schmutzwasser abzuleiten, um die Fischerei auszuüben — nicht zu vergessen die nachteiligen Massregeln und Unterlassungen, welche den regelmässigen Verlauf der Hochfluten im Flussbette oder im Überschwemmungsgebiete behindern.

Der Schilderung aller dieser Verhältnisse, der natürlichen und der künstlich geschaffenen, sind die im Bande III des Oder-Werkes vereinigten Strom- und Flussbeschreibungen gewidmet. Eine jede enthält in der ersten Gruppe die oben bezeichneten Betrachtungen über den Strom- und Flusslauf und das Strom- oder Flussthal, in der zweiten Gruppe die Untersuchungen über den Abflussvorgang. Je eine dritte Gruppe fasst alles zusammen, was sich auf die Wasserwirtschaft am Flusse bezieht, sei es von Vorteil oder Nachteil für seine Anwohner, nämlich die Mitteilungen über die Strom- und Flussbauten, über die Eindeichungen und die damit in Verbindung ausgeführten Entwässerungen, über die Abflusshindernisse und die öfters als solche wirkenden Brückenanlagen, über die Stauanlagen für gewerbliche, landwirtschaftliche oder Verkehrszwecke, schliesslich über die Benutzung des Wassers.

Werfen wir jetzt einen raschen Blick auf den Oderstrom selbst. Die Oder entspringt bei dem Dorfe Kozlau »am schönen Orte« in 634 *m* Seehöhe

in einer flachen, stellenweise sumpfigen Mulde an der nördlichen Abdachung des sogenannten Odergebirges. Auch im Oberlaufe ist die Quell-Oder kein eigentlicher Gebirgsfluss. Da aber die Thalsohle des Mittellaufes bedeutend niedriger liegt, als die Hochfläche des Gesenkes, so hat sich in derselben das Flüsschen ein zuletzt tief eingeschnittenes Thal aushöhlen müssen. Wer dies bei Odrau durchwandert, kann sich in einem Gebirgsthale wähnen, weil beiderseits die Hochfläche bis zu stellenweise bedeutender Höhe über den Thalgrund ansteigt. Anfangs vielfach gekrümmt, meist eng und ziemlich stark geneigt, nimmt das Thal des Oberlaufes allmählich schlankere Form, grössere Breite und geringeres Sohlengefälle an, während der Fluss im Thalgrunde Schlangenwindungen zu beschreiben und sich einzunagen beginnt. Zur Flussentwicklung des ersten Abschnittes tragen die Krümmungen des Flüsschens selbst und diejenigen des Thales annähernd gleich viel bei, anfangs vorwiegend letztere, zuletzt ausschliesslich erstere.

Der Mittel- und Unterlauf der obern Oder zeigen eine hiervon völlig verschiedene Eigenart. Die Entwicklung der breiten Thalsenke ist sehr gering, im Mittellaufe bis zur Oppa-Mündung noch geringer als im Unterlaufe, wo das linksseitige Höhenland näher an das Flussbett herantritt. Die Neigung der Thalsohle vermindert sich gegen diejenige des Oberlaufes plötzlich so bedeutend, dass die überschüssige Kraft des strömenden Wassers zur Ausbildung unzähliger Krümmungen des Bettes Anlass gegeben hat. Die Laufentwicklung besitzt daher ein sehr grosses Mass, besonders in der untern Strecke, wo das Bett tief in den flachgeneigten Thalgrund eingewühlt ist. Die Flussentwicklung des Unterlaufes übertrifft erheblich diejenige des Mittellaufes, die ihrerseits ebenfalls bedeutende Grösse aufweist. Noch grösser ist die Gesamtentwicklung von der Hauptquelle bis zur Olsa-Mündung, weil die doppelknieförmige Grundrissform des Flussthales hierzu einen bedeutenden Prozentsatz beisteuert.

In der Nähe der Olsa-Mündung wechselt die Breite des Flusses zwischen 50 und 80 *m*. Bei Ratibor wird die Oder schiffbar, und der Thalgrund liegt noch zwischen flachem Hügellande. Von Ratibor bis Kosel nimmt die Oder einige rechtsseitige Gewässer auf. Während sie bisher nicht schiffbar war, kann sie auf dieser Strecke, wenigstens von Mittelwasser ab, mit flachgehenden Schiffen befahren werden. Von Kosel bis Krappitz treten, senkrecht zur Sudetenrichtung, die Straduna und Hotzenplotz hinzu. Die Schiffbarkeit ist hier und weiter bis zur Neissemündung neuerdings durch Kanalisierung für grosse Fahrzeuge ermöglicht worden. Bis zur Malapane-Mündung durchbricht die Oder das vorquartäre Gebirge, ohne einen wichtigern Zufluss aufzunehmen, und wendet sich dann, mit Durchbrechung des letzten Gesteinsriegels bei Gr.-Döbern, in westnordwestliche Richtung, welche sie im Unterlaufe weiter verfolgt.

Sowohl die Oder als ihre Nebenflüsse führen in diesem Teile des Oderlaufes ihre grösste Wassermenge in der Regel während des Monates März, die kleinste im Spätsommer und Frühherbste. Im März, zuweilen bereits im Februar, beginnt die allgemeine Schneeschmelze, die sich im Gebirge bis in den April verzögert. Die Monate März und April, in geringerem Masse auch Februar und Mai, stehen unter der Einwirkung der reichlichen Zuflüsse des Schmelzwassers, das anfangs unmittelbar, in der vorgeschrittenen Jahreszeit aber durch nachhaltige Speisung der Quellen zum Abflusse gelangt. Dies endgiltige Tauwetter, das aus dem Flachlande mehr oder weniger rasch in die höhern Lagen des Gebirges übergreift, ist indessen gewöhnlich nicht das einzige im Laufe des Winters. Besonders stellt sich mit einiger Regelmässigkeit oft schon in der zweiten Hälfte des Dezember vorübergehendes Tauwetter ein. Auch später, im Januar und Februar, wird der Frost häufig durch mehrtägige Tauzeiten unterbrochen, wie auch umgekehrt zuweilen nach Einzug des Frühlings die Schneeschmelze und der Eisgang durch vorübergehenden Frost eine Unterbrechung erfährt. Diese Wetterschwankungen bilden öfters die Ursache, dass die Eisdecke des Stromes an den verschiedenen Stellen ungleiche Stärke annimmt und

schon bei geringen Anschwellungen stellenweise in Bewegung gerät, ohne jedoch vollständig abtreiben zu können, also die Ursache der Eisversetzungen. — Sommer und Herbst, welche die grössten Niederschläge empfangen, bilden wegen der gesteigerten Verdunstung und Versickerung die Zeit der kleinsten Wasserstände. In Ratibor fallen 40.7 % des Jahresniederschlages in den Sommermonaten, 23.3 % in den Herbstmonaten. Vom Oktober ab nimmt die Wasserführung zu, hauptsächlich wohl durch Zunahme des Abflussverhältnisses, da Verdunstung und Versickerung nun weniger kräftig arbeiten, einigermassen auch durch Zunahme der Niederschläge im November. Eine solche Vermehrung des Regenfalles und gleichzeitig des Abflussverhältnisses tritt zuweilen schon während des Sommers ein, wenn die Luftdruckverteilung sich einstellt, die zu ungewöhnlich starken Niederschlägen und zu Hochwassererscheinungen Anlass giebt, welche an Höhe und verheerenden Wirkungen die Schmelzwasserfluten übertreffen.

Der Unterlauf der obern Oder begreift die westnordwestlich, parallel mit der Hauptrichtung der Sudeten, gerichtete Strecke des Stromes unterhalb der Mündung seines wichtigen Nebenflusses Glatzer Neisse in sich. Die Strecke endigt dort, wo die Oder zum ersten Male vom vorliegenden Höhenlande genötigt wird, nach Westen umzubiegen. Im Süden des Schlesischen Landrückens dehnt sich hier, am Beginne der Breslau—Priebuser Bodensenke, das Gebiet der Weide aus, und ihre Mündung kann für den Unterlauf der obern Oder als Grenzpunkt angenommen werden; ähnlich wie die Malapane den Beginn der westnordwestlichen Richtung vorzeichnet, in welche die obere Oder beim Austritte aus dem Bereiche der zur Trias- und Kreideformation gehörigen Gesteine übergeht. Vortertiäre Ablagerungen treten nicht mehr auf, und an wenigen Stellen des Thalrandes liegt die tertiäre Unterlage des Diluviums zu Tage. Der breite Thalgrund ist mit Alluvium gefüllt, nur selten von diluvialen Inseln unterbrochen.

Eigentümlich ist, dass die wichtigern Nebenflüsse, mit alleiniger Ausnahme der Ohle, sämtlich am Anfange und am Ende der Strecke sich in die Oder ergiessen. Am Anfange mündet von links die Glatzer Neisse, senkrecht zur Stromrichtung, ebenso von rechts der Stober mit seinen vorwiegend westlich gerichteten Wasserläufen. Am Ende des Stromabschnittes vereinigen sich in kurzem Abstande von Süden die Lohe, von Südwesten die Weistritz und von Osten die Weide mit der von Ostsüdosten kommenden Oder. Ähnlich so fliessen in der Mitte der Strecke ober- und unterhalb Ohlau, von Süden der Hünernbach, von Südwesten die Ohle und von Osten der Flössbach in das Oderthal; jedoch mündet nur der Hünernbach hier unmittelbar in die Oder, während mit verschlepptem Laufe die Ohle bis Breslau, der Flössbach als Smortawe bis Rattwitz parallel mit ihr durch den Thalgrund ziehen.

Ein Teil des Hochwassers der Oder biegt bei grossen Hochfluten oberhalb Ohlau in die rechtsseitige Niederung und mündet bei Rattwitz in den Strom zurück. Weiter stromabwärts vermischen sich bei grossen Hochfluten die Wassermassen der Oder in den breiten Niederungen ober- und unterhalb Breslau mit dem Wasser der Ohle und der Weide.

Oberhalb Rattwitz beträgt die Breite des Strombettes zwischen den natürlichen Ufern durchschnittlich 150 *m*. Das Stromthal besteht fast durchweg aus alluvialen Ablagerungen, zwischen denen hier und da inselartige Reste des Diluviums zurückgeblieben sind, in welches die Gewässer den jetzigen Thalgrund eingenagt haben. An den Thalrändern ist auf einigen Stellen der tertiäre Untergrund entblösst, besonders am linken Ufer von der Neissemündung bis jenseits Brieg. In stetigem Kampfe zwischen der Ablagerung und Fortführung seiner sandigen und thonigen Sinkstoffe hat der Strom unzählige Windungen hergestellt und in Durchbrüchen wieder vernichtet, indem er so durch seitliche Abnagung jene weiten Thalniederungen herstellte, die seine Wassermassen immer nur zum Teil auszufüllen vermochten. Vollständige Verlegungen des Bettes fanden

häufig statt, mitunter in grossem Umfange, wovon die langgestreckten, später als Hochwasserrinnen benutzten und schliesslich vom Unterlaufe der Seitengewässer eingenommenen Thalrinnen der Flössbäche oberhalb Jeltsch, der Ohle und Weide Zeugnis geben.

Die Schneeschmelze im Frühjahre bringt einen reichlichen Abfluss, der seinen grössten Wert auch im März hat; doch zeigt sich hier schon die erste geringe Abweichung gegen den Oberlauf insofern, als die zuweilen vorkommende Voreilung dieses Grösstwertes nicht so weit in den Februar hineinreicht, wie es dort eintreten konnte. Diese Frühjahrshochwasser verlaufen im allgemeinen ohne Schädigung des Gebietes, sofern sie nicht von gefährlichen Eisverhältnissen begleitet werden. Ganz anders wirken dagegen die Sommerhochwasser, welche mit grösserer Häufigkeit in den Monaten Juni bis August auftreten und dann manchmal im Überschwemmungsgebiet die Ernte ganz oder zum Teil vernichten. Der Eintritt lange andauernder Regenfälle macht sich ferner beim Übergange vom Oktober zum November geltend, so dass die zwei Wochen vom 27. Oktober bis zum 10. November sich im Durchschnitte durch höhere Wasserstände auszeichnen, die in mehrern Fällen auch zu Ausuferungen geführt haben.

Die Hochfluten sind, den sie bedingenden Ursachen entsprechend, bis auf diejenigen des Frühjahres, meist nur von kurzer Dauer. Sie treten als schnell wachsende, im allgemeinen aber langsamer abfallende Flutwellen auf.

Die niedrigen Wasserstände, bei denen nicht mehr mit voller Schiffsladung gefahren werden kann, beherrschen den ganzen Sommer vom Mai ab, werden zunächst auf kurze Zeiten allerdings durch die Hochwasser mit ihren Nachwirkungen unterbrochen, erhalten sich dann aber bis zum Januar. Indessen ist dieses Abfallen der Wasserstände vom Sommer zum Winter hin, wenn man mehr ins einzelne geht, lange nicht so gleichmässig, wie beim obern Stromabschnitte. Vielmehr treten auch gelegentliche Anschwellungen auf, die vom vermehrten Zuflusse der Nebenflüsse, ganz vorwiegend der Glatzer Neisse, herrühren und ihren Grund in örtlichen Regengüssen oder Gewittern in den betreffenden Niederschlagsgebieten haben. Im allgemeinen sind aber diese Unterbrechungen der Niedrigwasserstände nicht nur von kurzer Dauer, sondern auch von geringer Bedeutung, so dass sie im Durchschnitte den Stand der Oder nur auf Mittelwasser bringen.

Der Oberlauf der mittlern Oder beginnt bei der Weidemündung, wo der Strom in einen Gebietsabschnitt tritt, dessen Gestalt vorzugsweise durch die beim Rückgange der Inlandvereisung und nach der Eiszeit entstandene Ausnagung geformt worden zu sein scheint. Kennzeichnend für die Oberflächenform Norddeutschlands östlich der Elbe erscheinen vor allem die beiden grossen ostwestlichen Hauptthäler, die sich im Unterlaufe jenes Stromes vereinigen: das Thorn—Eberswalder Thal im Norden, das Warschau—Berliner Thal im Süden. Minder scharf ausgeprägt, streichen noch weiter südlich die beiden Bodensenken vom Bartschthale über Glogau und Forst, sowie vom Breslauer Oderthale über Liegnitz und Priebus nach dem Elbgebiete. Der Lauf der mittlern Oder wird durch jene beiden Hauptthäler und diese beiden Bodensenken in mehrfache knieförmige Windungen gegliedert. Er endigt, wo die Oder das Thorn—Eberswalder Thal an der Warthemündung erreicht, nachdem der Unterlauf den ostwestlichen Teil seines Knies von der Obrzycko- bis zur Neissemündung im Warschau—Berliner Thale zurückgelegt hat. Ihr Oberlauf beschreibt dagegen vorher ein doppeltes Knie, indem er zweimal die ostwestliche Richtung, in der Glogau—Forster und der Breslau—Priebuser Bodensenke, einschlägt und sie zweimal, in den Durchbruchsthälern von Neusalz und Steinau, mit der südnördlichen Richtung vertauscht.

Abgesehen von der Weide, an deren Mündung der Oberlauf der mittlern Oder beginnt, erhält der Strom auf der 202.5 *km* langen Strecke bis zum Eintritte in das Warschau—Berliner Thal nur zwei grosse Neben-

flüsse: die Katzbach und die Bartsch. Am Ende der Strecke mündet sodann noch von rechts einer der Arme des Obra-Gewässernetzes in die Oder, dessen Wasserfülle jedoch geringer ist, als seiner hydrologischen Bedeutung entspricht. Die untere Katzbach und das bei Liegnitz sich mit ihr vereinigende Schwarzwasser fliessen in derselben ostwestlichen Senke, welche die Oder von der Weide- bis zur Katzbach-Mündung durchzieht. Ebenso bildet das langgedehnte Bartschthal den Beginn der ostwestlichen Bodensenke, welche der Strom von der Bartschmündung bis Neusalz durchfliesst, und die sich westwärts im Thalgrunde der kleinen Flüsschen Schwarzer Landgraben und Ochel nach dem Bober hin fortsetzt. Zwischen diesen beiden Senken liegt das Katzengebirge, das vom breiten Durchbruchsthale der Oder in zwei Abschnitte getrennt wird. Zwischen der Glogau—Forster Senke und dem Obra-Oder-Hauptthale erhebt sich westlich des Durchbruchsthales das Grünberger Hügelland, während östlich von ihm niedrigeres Gelände allmählich zur Lissaer Hochfläche aufsteigt. Dies nördliche Durchbruchsthal ist anfangs schmal und öffnet sich nordwärts breit nach dem Obra-Oder-Hauptthale hin, gehört hier jedoch grösstenteils zum Gebiete der Obra-Gewässer, da die rechtsseitige Niederung in den Obrzycko Vorflut hat.

Wie sich aus zahlreichen Wiesenschlingen und Alt-Armen ergiebt, zuweilen wohl noch aus dem Verlaufe des Hochwassers in Nebenrinnen des Stromes hervorgeht, hatte auch in diesem Abschnitte die Oder ehemals ein erheblich längeres, stärker gekrümmtes und vielfach gespaltenes Bett, das öfter seine Lage wechselte. Von der Weidemündung bis Maltsch ist der Strom jetzt vorwiegend westlich, von dort bis zur Katzbachmündung nordwestlich gerichtet, besass aber früher einen durch natürliche Durchbrüche und künstliche Durchstiche allmählich abgeänderten Lauf, der beispielsweise westlich von Maltsch über Koitz führte. Zwischen den Mündungen der Katzbach und der Iseritz ist der Stromlauf mit zahlreichen Durchstichen abgekürzt worden. Steinau war wohl ursprünglich an der Oder angelegt, die sich vor etwa zwei Jahrhunderten von jenem Orte entfernte. Auch weiter unterhalb haben solche Verkürzungen und Verlegungen in geschichtlicher Zeit stattgefunden. Während bei Köben der bisher nördlich gerichtete Fluss nordwestlich umbiegt, verfolgte er noch im Mittelalter einen mehr gegen Westen gerichteten Lauf von Leschkowitz über Pürschen und Borkau nach Glogau, so dass die Oder nunmehr von Schwusen ab im ehemaligen Bette der Bartsch fliesst.

Auch im Oberlaufe der mittlern Oder zeigte sich das Bestreben, das an der untern Oder noch deutlicher ausgeprägt ist, die Hauptarme nach den Thalrändern hin zu drängen. Als durch die Eindeichungen und mehr noch durch die Strombauten ein einheitliches Bett geschaffen wurde, hat dasselbe vielfach seine Lage dicht am Höhenrande erhalten, während an der gegenüberliegenden Seite des Thalgrundes der Vorflutgraben entlang zieht, in den die eingedeichte Niederung entwässert. So vermittelt der Teinitzgraben die Vorflut für einen Teil des Steinauer Thales, der Grosse Landgraben diejenige für die ganze rechtsseitige Glogauer Niederung.

Als namhafteste Umgestaltung, welche in der Glogauer Niederung der Stromlauf in jüngster Vergangenheit erfahren hat, ist die Zurücklegung der Oder bei Glogau in ihr altes Bett besonders zu erwähnen. An der nordwestlichen Umbiegung des Stromes bei Karalath schlug vor drei Jahrhunderten das Hauptbett die Richtung des jetzigen Schönaichgrabens ein. Das Städtchen Neusalz liegt an einem jungen Durchbruche durch die Stromschlingen bei Alte Fähre und Tschiefer. Auch der nördlich gerichtete Lauf von dort bis O.-Hammer ist künstlich begradigt worden, wie aus den, im Prinzlichen Archiv zu Saabor befindlichen Karten von 1738 hervorgeht. Wo die Oder sich westlich zu wenden beginnt, verraten die von Pirnig über Boyadel nach dem Obrabruche führenden Lachen eine ehemalige Abzweigung des Stromes, die in alter Zeit regelmässig, in neuerer nur noch bei ausserordentlichen Fluten vom Hochwasser benutzt wurde; und

die jetzige Gestalt des Flussbettes ist hier erst im vorigen Jahrhunderte mit Durchbrüchen und Durchstichen geschaffen worden.

Wenn der Lauf des Stromes in der Regel nicht gleiche Richtung mit der Axe des Thales besitzt, so ist dies nach obigen Mitteilungen leicht erklärlich, da unter den vielen Gestalten, die er im Laufe der Zeit eingenommen hatte, gerade jene festgelegt und begradigt worden ist, welche die Oder zufälligerweise in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhundertes einnahm. Verkürzungen des Stromlaufes haben hierbei besonders in der zweiten und vierten Teilstrecke stattgefunden, aber auch hier in weit geringerem Masse, als oberhalb Breslau.

Der Abflussvorgang zeigt in diesem Abschnitte des Stromes das allmähliche Überwiegen der aus dem Hügel- und Flachlande kommenden Nebenflüsse. Im März, oft auch bereits im Februar, stellen sich die als Folge der Schneeschmelze auftretenden Frühjahrsfluten ein, welche fast immer zu Hochwasser, d. h. zur Überschreitung der Ausuferungshöhe führen. Gewöhnlich erfolgt der Eisgang bei minder hohen Wasserständen, abgesehen von den durch Versetzung des Eises bewirkten Anschwellungen, während die eigentlichen Hochfluten erst nach dem Abschwimmen des Eises sich ausbilden und häufig noch längere Zeit andauern, so dass im langjährigen Mittel der Wasserstand des April und sogar jener des Mai von ihnen beeinflusst wird. Diesen Schmelzwasserfluten stehen die Sommerfluten gegenüber, welche an der mittlern Oder im allgemeinen aber nach Höhe und besonders nach Zahl weit mehrmals an der obern Oder hinter ihnen zurückbleiben. Die spitzen Flutwellen des Sommers flachen in dem betrachteten Stromabschnitte erheblich ab; die stumpfen Flutwellen des Frühjahres nehmen an Masse bedeutend zu. Von den Jahres-Höchstständen entfallen an der obern Oder durchschnittlich **44 %** auf den Sommer, **56 %** auf den Winter, dagegen am Oberlaufe der Mittlern Oder nur **28 %** auf die sommerliche, **72 %** auf die winterliche Jahreshälfte. Im weitaus grössten Teile des Jahres herrschen mittlere und niedrige Wasserstände; vom Juni bis zum Dezember bleiben die Monatsmittel unter dem langjährigen Mittelwasserstande; Januar und Mai erheben sich wenig darüber, während die Monate der Schmelzwasserführung, Februar bis April, ihn bedeutend übertreffen. Auch beim mittlern Hoch- und Niedrigwasser zeigen Februar/April die grössten Werte.

Dem Mittelwasser entspricht auf dieser Strecke eine Abflussmenge von etwa 160—175 *cbm* pro Sekunde, während die grösste Wassermenge bei der bedeutendsten Hochflut in Glogau auf **2312** *km* pro Sekunde angenommen wird.

Der Unterlauf der mittlern Oder beginnt mit dem Eintritte des Stromes in das Warschau—Berliner und endigt mit seinem Eintritte in das Thorn—Eberswalder Hauptthal. Der Strom bildet hier ein grosses Knie mit zwei fast gleich langen Schenkeln. Der erste, westlich gerichtete Schenkel liegt im Warschau—Berliner Hauptthale, das sich unterhalb der Mündung der Lausitzer Neisse zu einem breiten Becken erweitert. In der Linie Reipzig—Lossow wird der Nordrand dieses Beckens vom zweiten, nördlich gerichteten Schenkel durchbrochen; und bis nach Frankfurt behält das Durchbruchsthal zwischen der rechtsseitigen Sternberger und der linksseitigen Lebuser Hochfläche geringe Breite. Unterhalb dieser Stadt dehnt es sich weiter aus, bis es dann bei Göritz—Reitwein in jene grosse Niederung übergeht, welche rechts als Wartebruch, links als Oderbruch sich fortsetzt.

Abgesehen von den an beiden Enden zufliessenden Wasserläufen, dem kleinen Obrzycko und der grossen Warthe, erhält die Oder in diesem Abschnitte nur zwei Nebenflüsse von Bedeutung: den Bober und die Lausitzer Neisse. Beide münden rechtwinklig in diejenige Strecke des Stromes, welche das Warschau—Berliner Hauptthal durchfliesst, ähnlich wie ihr Schwesterfluss, die obere Spree, weiter westlich unter rechtem Winkel in jenes Hauptthal umbiegt, ähnlich auch, wie die Obere Warthe und die

Prosna rechtwinklig in den von Osten gegen Westen verlaufenden Thalzug übergehen.

Auch der Unterlauf der mittlern Oder ist mit Durchstichen verkürzt und durch Strombauten von seinen unzähligen Spaltungen befreit worden. Zwischen Obra und Krossen ist von 1740—1817 eine Verkürzung von 23 % der ehemaligen Länge erfolgt. Die in der Niederung erkennbaren alten Schlenken lassen hier den frühern Zustand erraten. Ebenso deutet die, mehrfach auf das linke Ufer überspringende Grenze zwischen den Provinzen Schlesien und Brandenburg unterhalb Tschicherzig an, welche Krümmungen der Strom noch im vorigen Jahrhunderte beschrieben hat, bevor er durch die unter Friedrich dem Grossen begonnene Begradigung sein jetziges, fast ganz im Brandenburgischen Gebiet verbleibendes Bett erhielt.

Von ältern Stromverlegungen geben die parallelen Wasserläufe und langgestreckten Seen Zeugnis, die sich an verschiedenen Stellen des breiten Stromthales finden. So berührt der Entwässerungsgraben des Grünberger Deichverbandes mehrfach Reste von alten Oderbetten, ebenso der Strieming, welcher den Krossener Deichverband entwässert. Eine erhebliche Änderung der Grundrissgestalt scheint seit dem Mittelalter an der Neissemündung stattgefunden zu haben, und der Neisker See muss wohl als Endglied eines ehemaligen Stromlaufes gelten. Weiter unterhalb bildet links der Fürstenberger See, dem auf einer Karte aus dem Anfange dieses Jahrhundertes noch der Name »Oder« beigelegt ist, die Schlussstrecke eines Altlaufes, der am linken Höhenrande vorbeigeflossen sein mag. Noch weiter stromabwärts ist der Brieskower See das Endglied eines ehemaligen Bettes das von Fürstenberg durch die längs Vogelsang, Ziltendorf und Krebsjauche sich erstreckende Niederung geführt haben dürfte. Auf der rechten Seite zeigt der Aurither See den Überrest eines Altlaufes, in dessen, die Rampitz—Aurither Niederung durchziehendem Bette verschwemmte Eichenstämme unter der Humusdecke gefunden worden sind. Im Sternberger Bruche endlich lässt die Lage des Haupt-Entwässerungsgrabens vermuten, dass ehemals der Strom in geringer Entfernung vom rechten Höhenrande geflossen sei; und der Lange Graben nimmt seinen Anfang in einem früher »Zauch« genannten Altbette, das gegenüber Lebus mitten in der Niederung liegt.

Die Breite des natürlichen Strombettes ist am Unterlaufe der mittlern Oder durchschnittlich bedeutend grösser als am Oberlaufe. Wenn sie auch stellenweise bis auf 150 *m* herabgeht, beträgt sie doch gewöhnlich weit über 200 bis zu 350 *m*, während die Ufer 0.7 bis 1.5 *m* über Mittelwasser liegen. Durch den planmässigen Ausbau ist das Mittelwasserbett zwischen den Streichlinien der Buhnenköpfe auf gleichmässige Breiten eingeschränkt worden.

Das Frühjahr bringt im Gefolge der Schneeschmelze nach dem Eisgang das erste Hochwasser des Jahres, worauf dann im Sommer die Zeit des kleinen Wassers folgt, die aber häufig durch Anschwellungen unterbrochen werden kann. Diese kommen, der Hauptsache nach, von der obern Oder her, haben in den meisten aber ihre Wucht sehr wesentlich vermindert, so dass sie hier nicht immer von derselben Bedeutung sind, wie noch in dem oberhalb Glogau gelegenen Teile des vorhergehenden Stromabschnittes. Dagegen können sich, besonders auf der Strecke zwischen den Pegeln zu Krossen und Frankfurt, die Gebirgsflüsse Bober und Lausitzer Neisse für die Erzeugung von Hochfluten in sehr scharfer Weise bemerkbar machen, derart, dass diese Strecke Hochwasser besitzt, während es oberhalb an der Oder vollkommen ruhig bleibt. Eine besondere Aufmerksamkeit erfordern hier diejenigen natürlichen Verhältnisse, welche einem geregelten Abflusse entgegenwirken, hauptsächlich aber zu Eisversetzungen und deren nachteiligen Folgen Veranlassung geben oder doch früher gegeben haben. An einigen Stellen sind die hierdurch verursachten Missstände noch gesteigert durch künstliche Anlagen, welche als Abflusshindernisse wirken.

Die Mittelwassermenge auf dieser Strecke lässt sich aus den bisherigen Beobachtungen nicht sicher bestimmen, sie wird nach den Küstriner Messungen etwa 150 *cbm* in der Sekunde betragen.

Die untere Oder läuft von der Warthemündung zunächst am rechtsseitigen Höhenrande des im Oderbruche zu mächtiger Breite ausgedehnten ostwestlichen Thorn—Eberswalder Hauptthales und verlässt dasselbe bei Neu-Glietzen mit einem künstlich hergestellten Bette, das gleich danach in das Durchbruchsthal übergeht, in welchem die Oder den Baltischen Landrücken quer durchschneidet. Während bis Neu-Glietzen der Stromlauf annähernd nordwestlich gerichtet war, schlägt er von dort nördliche Richtung ein bis jenseits Bellinchen, wo er nordöstlich umbiegt. Bei Peetzig tritt der Strom in das langgestreckte Mündungsthal, in welchem er bis Nipperwiese die nordöstliche Richtung beibehält, dann aber in eine mehr nördliche übergeht. Der äusserst niedrige, mit zahlreichen Wasserarmen durchzogene Thalgrund endigt bei Stettin in den Dammschen See, an dessen Westufer die Oder weiterfliesst bis zum Dammansch, dem Abflusse jenes Sees. Nachdem sich am Anfange des Papenwassers sämtliche Arme wieder vereinigt haben, beginnt das Stettiner Haff, das als Küstensee nicht mehr in diese Betrachtung des Oderstromes einbezogen werden soll.

Bevor der Durchstich bei Neu-Glietzen hergestellt war, hatte die Oder 16 *km* weiter stromaufwärts einen westlich ausbiegenden Lauf eingeschlagen, der am Ausgange des nach Eberswalde führenden Finowthales scharf gegen Osten umgebogen war und bei Hohen-Saathen vom jetzigen Stromlaufe erreicht wird. Trotz der bedeutenden Verkürzungen, welche der Strom durch künstliche Eingriffe zwischen Güstebiese und Schwedt erfahren hat, ist sein Gefälle nur gering und vermindert sich bei Schwedt selbst in noch höherem Grade. Von Nipperwiese an hängen die Wasserstände und Gefällverhältnisse oft mehr von den Windrichtungen, als von den Abflussmengen ab, die aus dem obern Stromlaufe kommen. Bei geringer Wasserführung der Oder und starken auflandigen Winden reicht ihre Einwirkung bis oberhalb Schwedt. Indessen unterliegen diese Zustände einem langsam, aber stetig fortschreitenden Wechsel, bei welchem der Brechpunkt des Gefälles allmählich weiter nach der Mündung geschoben wird. Einstweilen bildet Nipperwiese die Grenze des Verwaltungsbereiches der Oderstrom-Bauverwaltung, da von hier abwärts Strombauten bisher nicht erforderlich waren, abgesehen von Durchstechungen einiger für die Schiffahrt unbequemer Krümmungen.

Wie erwähnt, hat die untere Oder in der ersten und zweiten Teilstrecke einen einheitlichen Lauf, der jedoch nur durch künstliches Zuthun in seinen jetzigen Zustand gebracht worden ist. Die grössten Umgestaltungen, welche sich geschichtlich nachweisen lassen, haben in der Zeit von 1740 bis 1817 stattgefunden. Von der alten Warthemündung bei Küstrin bis zur Brandenburgisch-Pommerschen Grenze wurde damals die Oder um $^1/_4$ ihres frühern Laufes, von Güstebiese bis zum Hohen-Saatbener Zoll allein um mehr als die Hälfte begradigt.

In der wannenförmig ausgetieften Sohle des vorzeitlichen Stromes, die als Anschwemmungsgebiet für die Wanderstoffe der mittlern Oder und der Warthe diente, bauten die Stromarme zwischen ständig sich aufhöhenden Uferwällen immer neue Betten auf und verliessen sie wieder, indem sie seitlich ausbrachen und andere Bahnen einschlugen, die oft wieder an früher verlassene Altbetten anknüpften. Infolge dieser fortwährenden Stromverlegungen wurde das Oderbruch allmählich aufgehöht und mit einem vielgestaltigen Netze von Wasserläufen durchzogen. Die jeweiligen Hauptarme standen mit Nebenarmen in Verbindung, die entweder dauernd oder nur bei Hochwasser einen Teil der Abflussmenge entzogen, bis sich mit der Zeit einer von ihnen zum neuen Hauptarme ausbildete. Gleichzeitig bestand das Bestreben, das Bett durch Verschärfung der Krümmungen seitlich zu verschieben und Schleifen zu formen, die dann wieder durchbrochen wurden. So wanderte der Strom mit der Zeit durch die ganze Breite des

Thalgrundes nach den Höhenrändern, die ihm kräftiger widerstanden. Manche Anzeichen sprechen dafür, dass auch in den obern Teilstrecken gleichzeitig zwei Hauptarme, an jeder Thalseite einer, vorhanden waren, wie dies unterhalb Gartz noch jetzt der Fall ist. So stellte die Meglitze, früher auf weit grösserer Länge wie jetzt, einen mit der damaligen Oder annähernd parallelen Hauptarm dar. Immer jedoch blieb die Neigung bestehen, beim Auftreten von Vorfluthindernissen seitlich auszubrechen und quer durch das Thal einem Nebenarme zu folgen.

Je nach der Dauer und Stärke des Windes und je nach der Wassermenge des Binnenstromes schwanken die Gefällverhältnisse der Oder-Mündungsgewässer in weiten Grenzen. Eine ausgesprochene Hochflut der Binnen-Oder verursacht stets Überschwemmungen im Mündungsgebiete, mindestens im obern Teile desselben bei Schwedt und weiter abwärts. Sie hebt den Haffspiegel an, um so mehr, je höher der Spiegel der Ostsee gleichzeitig liegt, je langsamer also die Ausströmung erfolgt, besonders wenn gar Einströmung auch von der See her stattfindet. Bei ausgesprochenem Niedrigwasser der Binnen-Oder entstehen im obern Mündungsgebiete niemals Überschwemmungen, auch wenn der Haffspiegel durch Einströmung aus der See zeitweise angehoben wird, da die Nachhaltigkeit der Winde nicht ausreicht, um eine zu umfangreichen Ausuferungen führende Rückstauwelle vom Haffe aus in den Mündungsgewässern hervorzurufen. Zwischen diesen Grenzfällen liegen nun viele andere. Im untern Mündungsgebiete treten oft Überschwemmungen ein, ohne dass der Binnenstrom grosse Wassermassen herbeibringt, deren vorwiegende Ursache also in der Einwirkung des Windes beruht. Derselbe auflandige Wind, der den Haffspiegel anschwellen lässt und eine Rückstauwelle in den vom Binnenwasser allein noch nicht bordvoll gefüllten Mündungsgewässern erzeugt, hemmt vom Beginne ihres Gebietes ab den Zufluss von oben und kann so selbst dort noch Ausuferungen bewirken, wohin eine Rückströmung an und für sich nicht vorzudringen vermöchte. Schlägt nun der Wind plötzlich um, so setzt der Zufluss des Binnenwassers wieder ein, ohne dass der Haffspiegel rasch genug absinkt, und es entstehen dann zuweilen Ausuferungen im untern Teile des Mündungsgebietes, während im obern Teile die vorher überschwemmten Flächen schon wieder trocken laufen.

Das Strombett hat in den obern Teilstrecken bis Peetzig eine sehr veränderliche Breite, zwischen 200 und 350 *m* schwankend.

Was das Mündungsgebiet anbelangt, so wechselt die Breite des Bettes der Hauptarme Oder und Reglitz im Mittelwasser-Spiegel zwischen 100 und 250 *m*, die Tiefe zwischen 3.5 und 8 *m*. Doch kommt das Mass von 3.5 *m* nur an wenigen Stellen vor. Von den zwischen Nipperwiese und dem Haff vorhandenen, künstlich hergestellten oder verbesserten Wasserstrassen hat der in Kreuzfahrt führende Kanal oberhalb Gartz 50 bis 60 *m* Breite und 2.5 bis 4 *m* Mittelwasser-Tiefe, während die Kreuzfahrt selbst kürzlich durch Baggerungen begradigt und auf einen Querschnitt von mindestens 40 *m* Breite und 3 *m* Tiefe gebracht worden ist. Der Durchstich der Krummen Reglitz unterhalb Gartz besitzt 40 *m* Spiegelbreite und 2.5 *m* Tiefe, der Kurze und Lange Graben in der Wasserstrasse Greifenhagen—Stettin 30 *m* Spiegelbreite und 2.5 *m* Tiefe, während Wognitz und Wrecknitz 30 bis 60 *m* Breite und ähnliche Tiefe zeigen. Alle diese Nebenarme sind zwar wichtig für die Schiffahrt, für die Wasserabführung aber von geringer Bedeutung, abgesehen von der Kreuzfahrt und dem oberhalb anschliessenden Kanale, durch welche eine ziemlich grosse Wassermenge zum Abflusse gelangt. Beispielsweise erhält die Reglitz, welche ähnliche Breiten und Tiefen wie die Oder hat, ihren Wasserzufluss nur zum kleinen Teile aus jenem Durchstiche, zum grössern Teile aber aus dem ungekürzten Laufe der Krummen Reglitz und aus dem breiten Schloo.

Unterhalb Stettin beträgt die Wassertiefe überall 6 *m* und mehr. Wo diese Tiefe auf der Strecke Stettin—Königsfahrt, die überhaupt als ein Seekanal zu betrachten ist, früher noch nicht vorhanden war, wurde sie

in den Jahren 1892—1893 bei der sogenannten Oderbegradigung durch Baggerung hergestellt, wobei die Sohlenbreite auf 80 *m* und bei $2^1/_2$facher Böschungsanlage die Spiegelbreite auf 110 *m* bemessen ward. Von den für die Wasserabführung wichtigern Stettiner Seitenarmen der Oder haben: die Parnitz 50 bis 120 *m* Breite bei 5 bis 6 *m* Tiefe, der Dunzig 60 bis 100 Breite bei 6 *m* Tiefe, ferner die Swante 60 bis 70 *m* Breite bei 3 bis 5 *m* Tiefe. Unterhalb der Königsfahrt wächst die Breite des seeartigen Mündungsstromes im Dammansch auf 500 bis 800 *m* an und nimmt beim Beginne des Papenwassers (Km. 765) bis auf 1500 *m* zu.

Wie bereits in der mittlern Oder die sommerlichen Hochwassererscheinungen, von aussergewöhnlichen Einzelfällen abgesehen, gegen die Hochfluten des Frühjahres zurücktreten, findet dies noch mehr in der untern Oder statt. Dort üben immerhin noch Bober und Lausitzer Neisse, deren grösste Anschwellungen in den Sommermonaten erfolgen, eine erhebliche Wirkung aus. Hier in der untern Oder dagegen kommt deutlich zur Geltung, dass das Zuflussgebiet zum weitaus grössten Teile dem Flachlande angehört, dessen sommerliche Niederschläge selten dazu angethan sind, eine grosse Hochflut erzeugen zu helfen, während die verhältnismässig rasch über die Ebene und dass Hügelland fortschreitende Schneeschmelze im Februar und März binnen wenigen Wochen grosse Wassermassen zusammenführt. Die vom obern Stromlaufe herabkommenden Flutwellen treten mit abgeflachter Form in die untere Oder ein, und sie verflachen sich noch mehr in den breiten Niederungen des Mündungsbeckens, wo die niedrigen Stromufer bald überschritten werden, und kein Hindernis ihre Ausdehnung aufhält. Nur die auf der Strecke N.-Glietzen—Peetzig vorhandene Einschränkung der Hochwasser-Querschnitte bewirkt hier Anhebungen der Scheitelhöhe, die sich je nach Bedeutung der Flutwelle mehr oder weniger weit stromaufwärts erstrecken. Da die Frühjahrsfluten, wenn sie im März oder April den untern Stromlauf erreichen, dort meist schon einen gehobenen Wasserstand vorfinden und nachhaltiger gespeist werden, als die Sommerfluten, so erreichen ihre Wellenscheitel gewöhnlich höhere Pegelstände als jene der sommerlichen Anschwellungen. In Küstrin und ebenso in Schwedt kommen die weitaus meisten Jahres-Höchststände der langjährigen Beobachtungsreihe auf die Monate Februar bis April, wogegen das Halbjahr Mai/Oktober nur eine geringe Anzahl aufweist. Hiervon abgesehen, zeigen jedoch die Wasserstände eine ganz ähnliche Entwicklung im Laufe des Jahres wie an den Pegeln der mittlern und obern Oder.

Auf die nachhaltigere Speisung des Stromes, welche sich öfters darin zu erkennen giebt, dass im untern Stromlaufe gehobene Wasserstände herrschen, ohne dass ihnen solche in den obern Strecken entsprechen, wirkt besonders der Hinzutritt der W a r t h e ein, deren Niederschlagsgebiet annähernd gleiche Grösse besitzt wie dasjenige der Oder selbst oberhalb ihrer Mündung. Dieser grosse Nebenstrom führt häufig geraume Zeit vor dem Hauptstrome grössere Wassermengen in die untere Oder und verursacht somit von Küstrin abwärts bis in das Mündungsbecken hinein eine Anhebung der Wasserstände. In den Sommermonaten bringt die Warthe öfters solche kleinere Anschwellungen, selten aber eigentliche Sommerfluten. Selbst im August/September 1854, als das Gebiet der Warthe von grossen Niederschlägen betroffen wurde, kam ihre Flutwelle gegen jene der Oder kaum zur Geltung. Die Frühjahrsfluten der Warthe treffen gewöhnlich erst bei Küstrin ein, wenn der Scheitel der Oderwelle dort bereits vorübergegangen ist. Alsdann macht sich das Hochwasser des Nebenstromes weniger durch Erhöhung des Wellenscheitels, als vielmehr durch Verlängerung der Dauer der Welle bemerkbar. Ausnahmsweise kann jedoch die Warthe auch die Höchststände der Pegel unterhalb Küstrin unmittelbar beeinflussen, z. B. im April 1855 und 1888. Auch im März 1891 haben durch die Einwirkung der Warthewelle, deren Scheitel zwar später eintraf, aber in dem von der Oderwelle bereits gefüllten Flutbette rascher fortschritt, die Pegel unterhalb N.-Glietzen ihre Höchststände erhalten. Die

übrigen Seitengewässer der untern Oder besitzen dagegen nur untergeordnete Bedeutung für den Abflussvorgang des Hauptstromes.

Durch die Vereinigung mit der Warthe, einem ausgesprochenen Flachlandstrome, wird auch die Oder in einen solchen umgewandelt, behält aber noch (als Folgewirkung ihrer Gebirgsnebenflüsse) das Auftreten häufiger sommerlicher Anschwellungen bei, die sich nur zu oft recht nachteilig für die tief gelegenen Niederungen erweisen, auch wenn es sich nicht mehr um eigentliche Hochfluten handelt. Die weiter unterhalb einmündenden Gewässer, welche auf der nordwestlichen Abdachung des Pommerschen Landrückens ziemlich grosse Flächen entwässern, besonders die Ihna und die Plöne, sind für den Hauptstrom ohne Bedeutung.

Die wichtigste Eigentümlichkeit in der Entwicklung des Gewässernetzes der Warthe ist dessen Zusammensetzung aus den Gebieten des Stromes selbst und der Netze. Die obere Warthe und die Prosna entspringen auf der Polnisch-schlesischen Platte und bringen von dorther zuweilen sommerliche Anschwellungen herab, die aber an der mittlern und untern Warthe, von Ausnahmefällen abgesehen, keine nennenswerte Speisung erhalten und bald in mässige Anschwellungen übergehen. Auch ihre grössern Nebenflüsse, die Moschiner Obra, die Welna und die nördliche Obra, tragen nicht wesentlich zur Änderung bei, welche die Warthe bereits oberhalb Rogalinek besitzt. Durch sie und die zahlreichen kleinern Nebenflüsse wird bei Kleinwasser die Abflussmenge unmerklich, aber im ganzen doch beträchtlich vermehrt, wogegen die Vermehrung der Hochflutmenge zur Frühjahrszeit infolge frühzeitigen Ablaufens der Nebenflusswellen auf ein geringes Mass beschränkt zu sein scheint.

Die Abflussverhältnisse der Obragewässer werden durch die grosse Ausdehnung des Überschwemmungsgebietes im Warschau—Berliner Hauptthale, bei der nördlichen Obra auch durch die Seeflächen, sowie durch die künstliche Regelung zur Sommerszeit ziemlich gleichmässig gestaltet, weit gleichmässiger, als nach der grossenteils undurchlässigen Beschaffenheit des zur Lissa—Grünberger und zur Posen—Frankfurter Landschwelle gehörigen Niederschlagsgebietes zu erwarten wäre. Im Welnagebiete, das vollständig auf der Posen—Frankfurter Landschwelle liegt, zeigt sich ein stärkerer Wechsel. Noch mehr ist dies der Fall bei den vom Polnischen Hügellande nordwärts rinnenden Schwesterflüssen (Prosna und obere Warthe), denen ihr Ursprung manche Eigenschaften der Hügellandgewässer aufgeprägt hat. Die Prosnawelle eilt gewöhnlich der Welle ihres Schwesterflusses voran, da die Prosna eine gestrecktere Bahn als die obere .Warthe besitzt. Diese hat offenbar die grössten Wasserstandsschwankungen, vielleicht weil ihr, der Polnisch-schlesischen Platte, dem Kalischer und Petrikauer Landrücken, zuletzt am rechten Ufer auch der Posen—Frankfurter Landschwelle angehöriges Gebiet vorwiegend undurchlässige Beschaffenheit besitzt. Die bedeutende Wasserfülle, welche zur Zeit der Schneeschmelze aus der obern Warthe herabkommt, verrät überdies auch die dem Kontinentalklima am meisten angenäherte Lage ihres Gebietes.

Das Hochwasser der Netze trifft gleichfalls früher ein als dasjenige der obern Warthestrecken und ist, im Vergleiche mit diesem, nur gering. Je niedriger aber die Wasserstände werden, um so mehr kommt die Einwirkung der Netze auf die Abflussmenge des Unterlaufes der untern Warthe zur Geltung. Diese verhältnismässig gleichartige Wasserführung ist jedoch nicht das Verdienst des von der Kujavischen und Gnesener Hochfläche kommenden Hauptflusses, sondern seiner beiden grossen Zubringer, welche dem Baltischen Landrücken angehören: der Küddow und der Drage. Die obere Netze führt im Sommer wegen der starken Verdunstung und der geringen Quellenspeisung in ihrem vorwiegend undurchlässigen Gebiete eine recht geringe Wassermenge. Das trotz der flachen Beschaffenheit der Oberfläche und trotz der zahlreichen Seen rasch erfolgende Zusammenfliessen des Schmelzwassers wird durch die grosse Aus-

dehnung des Überschwemmungsgebietes ausgeglichen. Auch das schwache Gefälle wirkt auf die Verzögerung des Verlaufes der Flutwelle hin, wozu noch kommt, dass die Zunahme der Gebietsfläche allmählich stattfindet, so dass die aus einem undurchlässigen Teile des Baltischen Landrückens stammende Lobsonka beispielsweise ihr Hochwasser bereits abgeführt hat, wenn die Welle von oben herabkommt.

Bei der Küddow vereinigen sich die wichtigsten Zuflüsse strahlenförmig an zwei Knotenpunkten, bringen also das Hochwasser ziemlich rasch in den Hauptfluss, dessen enges Thal und verhältnismässig starkes Gefälle das schnelle Ablaufen begünstigen. Anderseits wirkt die Bodenbeschaffenheit auf eine ausgiebige Speisung der Quellen hin, welche der Küddow auch zur Sommerszeit eine beträchtliche Wassermenge zuführen. Noch mehr ist dies der Fall bei der Drage, deren Hochwasserführung gegen die Küddow zurücksteht, weil einerseits die Gestalt ihres obern Flussthales und die zahlreichen Seen den Ablauf verzögern, anderseits weil die allmähliche Zunahme der Gebietsfläche das gleichzeitige Zusammenfliessen verhindert und eine äusserst flache Form der niedrigen Welle verursacht.

Im allgemeinen ergiebt sich bezüglich ihrer Wassermengen, dass die Oder trotz der grossen Verheerungen, welche der Strom anzurichten vermag, im Vergleiche zu andern deutschen Strömen doch nur geringe Grössenmengen aufzuweisen hat, die in der obern und mittlern Oder sich zwischen 2300 und höchstens 2500 *cbm* pro Sekunde halten, während sie sogar nach Hinzutritt der Warthe in der untern Oder kaum 3200 *cbm* pro Sekunde erreichen. Die Nebenflüsse, namentlich die linksseitigen Gebirgsflüsse, aber auch beispielsweise die Klodnitz und in besondern Fällen die Bartsch, können zwar grosse Mengen bei Hochwasser bringen; indessen findet der Hinzutritt dieser Wassermassen zum Hauptstrome nicht derart statt, dass alle Grösstmengen zusammentreffen. Die Verteilung und Stärke der das Hochwasser veranlassenden Niederschläge in den verschiedenen Gebietsflächen lässt es glücklicherweise nicht zu, dass jede derselben gleichzeitig mit den übrigen ihren Abfluss zur grössten Stärke steigert, und das Gleiche gilt von den sonstigen meteorologischen Bedingungen, welche die Abflussverhältnisse im Sommer und bei der Schneeschmelze regeln.

Durch die Ausbreitung der Wassermassen über das Überschwemmungsgebiet, von welchem die ausgeuferten Mengen nur mit beträchtlicher Verzögerung in den Strom zurückgelangen, findet ausserdem eine fortwährende Verminderung der Grösstmenge von oben nach unten statt, welche auf manchen Strecken die aus den Nebenflüssen stammende Zunahme überwiegt, besonders bei sommerlichen Hochfluten. So erklärt sich die Erscheinung, dass oft an einer stromabwärts gelegenen Stelle die grösste Abflussmenge des Hochwassers geringer ist als weiter oberhalb; dieser Abnahme entspricht natürlich eine längere Dauer, da ja die gesamte Wassermasse nicht vermindert, sondern nur in ihrem Ablaufen verzögert wird. Beispielsweise hat die Hochflut vom 7./8. August 1880 bei ihrem Höchststande in Ratibor etwa 1550, in Kosel aber nur 1400 *cbm* pro Sekunde abgeführt, obgleich das Niederschlagsgebiet auf der Zwischenstrecke um 36% grösser geworden ist, und die Nebenflüsse nicht unerhebliche Wassermengen beigesteuert haben.

Zur Hydrographie der Saale hat W. Ule Untersuchungen angestellt[1]). Die Berechnungen umfassen nicht das ganze Stromgebiet der Saale. Die Erlangung zuverlässiger Ergebnisse setzt voraus, dass das Entwässerungsgebiet durch deutliche Wasserscheiden begrenzt ist. Das ist aber bei dem gesamten Saalegebiete nicht der

[1]) Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. 10. Heft 1.

Fall; diese durchfliesst in ihrem Unterlaufe noch das norddeutsche Tiefland und entbehrt innerhalb desselben vielfach ganz der Wasserscheiden. Auch fliesst dort der Fluss durch weite Niederungen, in deren Untergrund sicher ein Grundwasserstrom von völlig unberechenbarer Stärke sich bewegt. Aus diesen Gründen wurde das Gebiet zur Feststellung des Wasserhaushaltes beschränkt. Als Grenze wurde der Eintritt der Saale in das Flachland gewählt. Ehe die Saale zum Flachland gelangt, durchbricht sie in einem engen Thale von nur 800 *m* Breite die östlichsten Ausläufer des Harzes, die zugleich eine deutliche Wasserscheide bilden. Dort liegt bei dem Dorfe Trebnitz unweit Cönnern die Stelle, an welcher die Abflussmenge der Saale ermittelt wurde.

Zur Bestimmung der Niederschlagsmengen wurden 40 über das ganze Gebiet ziemlich gleichmässig verteilte Regenstationen verwendet. Für diese Stationen lag gleichzeitiges Material vor, das die Periode 1882—1891 umfasst. Für die nämliche Zeit wurden dann auch die Abflussmengen in der Saale berechnet. Dazu diente eine sogenannte Wassermengenkurve, welche auf Grund zahlreicher, mit einem Wohltmann'schen Flügel durch Wasserbauinspektor Scheck unter zeitweiser Beihilfe des Verfassers ausgeführter Stromgeschwindigkeitsmessungen aufgestellt war. Aus dieser Kurve konnte man für jeden Wasserstand die entsprechende Wassermenge entnehmen und so die gesamten Werte für die zehnjährige Periode ermitteln.

Die Niederschlags- und Abflussmengen wurden zunächst für die einzelnen Monate und Jahre berechnet. Allein zur Bestimmung des Verhältnisses von Abfluss zum Niederschlage waren diese gleichzeitigen Werte nicht verwendbar. Denn beide Vorgänge sind nicht gleichzeitig, das Abströmen des Wassers vom Boden erfährt eine Verzögerung, ebenso das Fliessen im Strome selbst bis zur Messstelle. Ein genaues Mass für diese Verzögerung ist natürlich nicht zu erlangen; allein eine Reihe von Erwägungen und Untersuchungen der Wasserbewegung in der Saale führten zu der Annahme, dass die Dauer des Regenabflusses bis zur Messstelle rund zehn Tage beträgt. Es mag dieser Wert, so willkürlich wie er gewählt erscheint, von der Wirklichkeit nicht allzusehr abweichen. Das geht aus der guten Übereinstimmung zwischen der Zu- und Abnahme des Niederschlages und den Schwankungen der Wasserführung in der Saale recht deutlich hervor. Auf Grund dieser Annahme wurden auch die Abflussmengen der um zehn Tage verschobenen Monate festgestellt und diese Werte dann in Prozenten der Niederschlagsmengen in den zugehörigen Kalendermonaten berechnet.

In nachstehender Tabelle giebt sich ein auffallender Gegensatz zwischen Winter und Sommer zu erkennen. Einem regenarmen Winter steht ein regenreicher Sommer gegenüber. Teilen wir das Jahr nach den Niederschlagshöhen in den einzelnen Monaten, so müssen wir die Scheidung unabhängig vom Kalender und von dem meteorologischen Jahre vornehmen; denn wir haben deutlich ein Halb-

jahr mit im allgemeinen geringer Niederschlagshöhe vom November bis April und ein solches mit stärkerem Regen vom Mai bis Oktober. Auf ersteres Halbjahr fallen nur 37.5 %, auf das zweite dagegen 62.5 % der Jahressumme.

Das Ergebnis war folgendes:

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
Mittlere Niederschlagshöhen im gesamten Stromgebiete in Millimetern	30	25	45	41	60	76	92	57	44	59	48	45	606
Mittlere Abflusshöhen in Millimetern	17	15	26	23	16	11	11	10	8	12	12	18	177
Abfluss unter Dekadenverschiebung in Prozenten des Niederschlages	56	60	64	45	23	15	12	13	21	19	31	41	29
Hiernach Verlust in Prozenten des Niederschlages	44	40	36	55	77	85	88	87	79	81	69	59	71

Dieselbe Scheidung ist auch nach den Abflusshöhen geboten. Aber da tritt umgekehrt einem abflussreichen Winter ein abflussarmer Sommer gegenüber. Auf die Zeit November bis April fallen 62 % der Jahressumme, auf Mai bis Oktober 38 %. Dieses Bild wiederholt sich in der Zahlenreihe, welche den Abfluss unter Dekadenverschiebung in Prozenten des Niederschlages darstellt. Wir finden im Mittel der bezeichneten sechs Monate einen sommerlichen Abfluss von nur 17 %, einen winterlichen dagegen von 48 %.

Als Hauptgrund dieses Gegensatzes in den Abflussverhältnissen während des Sommers und Winters betrachtet Verf. die Vegetation.

Wenn sich dieser Einfluss der Vegetation auch an andern Flüssen bestätigen sollte, so würde das von grosser Bedeutung sein. Es wäre damit der klare Nachweis geliefert, dass Änderungen in dem Pflanzenkleide Verschiebungen in dem ganzen Wasserhaushalte eines Gebietes hervorbringen müssen. In Ländern, die stark entwaldet worden sind, ist eine solche Umwandlung auch stets beobachtet worden. Man hat dann aus der Änderung der Wassermasse in den Flüssen oft auf eine solche des Niederschlages geschlossen. Dieser Schluss ist jedoch nicht zulässig. Nicht der Niederschlag, sondern das Verhältnis vom Abflusse zum Niederschlage kann sich geändert haben.

»In diesem Gegensatze finden wir nun den gesuchten Anhalt zur Bestimmung der einzelnen Faktoren, welche die Ausgabe im Wasserhaushalte ausmachen. Die Ausgabe setzt sich aus dem Abflusse im Saalestrome, aus der Verdunstung und dem Verbrauche durch die Organismen zusammen. Den Betrag der Verdunstung kennen

wir zunächst nicht. Da jedoch im Winter von der Lebewelt nur wenig Wasser verbraucht wird, so dürfen wir annehmen, dass in dieser Jahreszeit der von der Niederschlagsmenge nicht im Flusse abgeführte Teil fast ganz der Verdunstung zuzurechnen ist. Es fliessen aber in der Zeit November—April rund 50 % ab; 50 % also fallen im Winter der Verdunstung anheim. Im Sommer, Mai—Oktober, verdunstet nun nach Messungen mittels eines Evaporimeters in Chemnitz, deren Ergebnisse wohl als massgebend für Mitteldeutschland angesehen werden dürfen, etwa die doppelte Menge als im Winter. Das würde für das Saalegebiet, in dem im Winter rund 2000 Millionen *cbm* Wasser verloren gehen, für den Sommer eine Verdunstung von 4000 *cbm* oder 55 % des Niederschlages ergeben. Erwägen wir jedoch, dass die Messungsergebnisse eines Evaporimeters den natürlichen Verhältnissen nicht vollkommen entsprechen, dass vielmehr eine ganze Reihe von Umständen darauf hinweisen, dass die Verdunstung während des Winters wohl kaum in dem Verhältnisse von 1 : 2 hinter derjenigen während des Sommers zurücksteht, so müssen wir den obigen Wert für den sommerlichen Verlust etwas herabsetzen und dürfen ohne grossen Fehler auch im Sommer die direkte Verdunstung zu 50 % des Niederschlages ansetzen.

Damit sind die Mittel gegeben, den Wasserhaushalt im Saalegebiete ziffernmässig zu bestimmen. Im Jahresdurchschnitte fallen rund 30 % der Niederschlagsmengen auf den Abfluss, 50 % auf die Verdunstung, und etwa 20 % werden bei der Entwicklung der Organismen verbraucht. Der letzte Verlust gehört hauptsächlich dem Sommer an, wo er auf über 30 % steigt.

Der Abfluss von 30 % in dem Flussbette der Saale setzt sich aus dem direkt abfliessenden und dem als Quellwasser hervortretenden Regenwasser zusammen. Auch hier ist es möglich, den Betrag der beiden Abflussmengen annähernd zu bestimmen. Das einsickernde Wasser speist den Fluss in Zeiten der Trockenheit ganz allein, es verhindert ein völliges Versiegen des Flusses, bewirkt somit das Vorhandensein eines konstanten Niedrigwassers. Aus den niedrigsten Wasserständen jeden Monates ergiebt sich nun nach der zehnjährigen Periode etwa ein Niedrigwasserabfluss von 1500 Millionen *cbm*, das sind aber rund 50 % der Abflussmenge überhaupt. Demnach würden in der Saale von dem gesamten Niederschlage 15 % direkt abfliessen und 15 % durch Absickern, also als Quellwasser zum Flusse gelangen.«

Veränderungen des Mississippilaufes und -deltas bespricht E. Deckert[1]). Carl F. Palfrey hat drei alte Karten des untern Mississippi — die eine vom Lieutenant Ross aus dem Jahre 1765, die andere von Philipp Pitman aus dem Jahre 1770 und die dritte

[1]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. 2. p. 587.

von V. Collot aus dem Jahre 1796 stammend — eingehend mit den neuern Karten des Stromes und insbesondere mit der grossen Karte der Mississippi-Riverkommission von 1887 verglichen und ist dabei betreffs der Laufveränderungen des grossen Stromes zu äusserst interessanten Ergebnissen gelangt. In dem Zeitraume von 1765 bis 1790 scheint der Lauf sich im allgemeinen sehr gleich geblieben zu sein, und namentlich scheint in diesem Zeitraume keine einzige grössere Durchschneidung (»cut-off«) einer Landzunge (bezugsweise Landenge) zwischen seinen Windungen stattgefunden zu haben. Anders aber in der Folgezeit. Da kamen solche Durchschneidungen, wie es scheint, im Zusammenhange mit der rasch fortschreitenden Besiedelung, Entwicklung und Kultivierung des Ohio-Beckens sehr häufig vor, und zwischen 1796 und 1817 sind vor allen Dingen zu verzeichnen: die Durchschneidung des Montezuma Bend, zwischen Memphis und Arkansas City, durch die der Stromlauf um 10.25 engl. Meilen verkürzt wurde; die Durchschneidung des Grand Lake und des Yazoo, zwischen Arkansas City und Vicksburg, durch die Verkürzungen um 10—14 Meilen bewirkt wurden; und endlich die Durchschneidung des Homochitta, unterhalb Natchez, eine Verkürzung um 16.25 Meilen verursachend. Spätern Datums und zum Teil künstlich hervorgerufen sind der Centennial Cut-off (18 Meilen, 1876), der Commerce Cut-off (unterhalb Memphis, 12.75 Meilen, 1874), der Davis Cut-off (unterhalb Vicksburg, 17.50 Meilen, 1867), der Raccourci Cut-off (oberhalb Bagon Sara, 17.5 Meilen, 1848) und zahlreiche andere. Zugleich lässt der Vergleich der ältern und neuern Karten aber auch deutlich erkennen, dass der Mississippi anderseits das Bestreben hat, sich zu verlängern, indem er die konkaven Ufer überaus kräftig unterwäscht und erodiert, die konvexen aber durch Anschwemmung erweitert und verschiebt. Ein Quittmachen der Verluste, die seine Lauflänge in den letzten 100 Jahren auf die angegebene Weise erlitten hat, ist dadurch aber nicht erfolgt, und alles in allem mass der alte Mississippi, wie ihn die Karten von Ross, Pitman und Collot zeigen, von Cairo bis Bayou Sara 991.75 Meilen, während der Mississippi von heute zwischen denselben Punkten nur noch 800 Meilen misst, es erfolgte also eine Verkürzung des Stromes um 191.75 Meilen oder um nahezu $^1/_5$ der frühern Länge. Die Gesamtverkürzung durch Cut-offs betrug 205.75 Meilen, die Gesamtverlängerung durch Erosion und Anschwemmung aber nur 14 Meilen.

Ein weiterer Zug, den der Vergleich der Karten deutlich erkennen lässt, ist das Stromabrücken aller Ufervorsprünge, sowie aller Inseln unter Beibehaltung der allgemeinen Umrisslinien, indem die stromauf gerichteten Ufer beständig benagt, die stromab gerichteten aber durch Anschwemmung entsprechend erweitert werden.

Indem wir den Vergleich C. F. Palfrey's auf das Mississippidelta ausdehnen, gewahren wir noch weitere grosse Wandelungen, die mit dem Strome vor sich gegangen sind. An den sogenannten

Pässen des Mississippi, sowie auf der ganzen linken Seite des Deltalaufes zeigt die Karte von Ross zwar annähernd dieselben Verhältnisse, die wir heute beobachten: es springen klar in den Augen der Pass à Loutre, der Nordostpass, der Südpass und der Südwestpass; der Lake Pontchartrain hatte beinahe genau seine heutige Gestalt; und der Lake Maurepas, sowie der Lake Borgne waren ebenfalls bereits vorhanden. Der Lake Maurepas scheint sich seither durch die Anschwemmungen des Amite und New-River nur unerheblich verkürzt zu haben, und die Trennung des Lake Pontchartrain von dem Lake Borgne scheint durch die Anschwemmungen des Pearl River eine strengere und landfestere geworden zu sein. Desto gewaltiger sind aber die Veränderungen auf der rechten Stromseite. Hier finden wir den Quacha Lake, sowie den Lac des Allemands in ihren allgemeinen Grundzügen angelegt, wie sie in der Gegenwart sind, und desgleichen auch den Bayou des Allemands und den Bayou la Fourche (als Chetimachas River), sowie das System des Barataria River Den Quacha Lake trennen aber nur zwei kleine Inseln von der flach eingeschnittenen Woods Bay des mexikanischen Golfes, und der Bayou la Fourche mündete in den Golf wenig unterhalb der Stelle, wo ihn heute der Barataria-Kanal durchschneidet. Die ganze amphibische Landschaft, welche sich heute südlich und westlich davon ausdehnt — den Lake Villère und Little Lake, den Bayou St. Denis und Grand Bayou, die landumschlossene Barataria-Bay, die Bay des Ilettes, die Caminado Bay, die Timbalier Bay, den Lake Felicity und Lake Quitman, und die Südhälften der Kirchspiele Terre Bonne, La Fourche, Jefferson und Plaquemine — gab es damals noch nicht. Das Mississippidelta wäre demnach in dieser Gegend im Verlaufe der letzten 130 Jahre mindestens um 3000 *qkm* gewachsen. Es versteht sich aber von selbst, dass die Schlüsse, welche in dieser Beziehung aus dem Kartenvergleiche gezogen werden können, keine sehr strengen sind. Die Collot'sche Karte zeigt ein ähnliches Bild von dem Mississippidelta, wie die Ross'sche, die Inseln vor dem Quacha-See, der Barataria-See genannt wird, erscheinen aber auf derselben als miteinander verwachsen, und die Trennung des Sees von dem Meere ist breiter und landfester[1]).

Die Quelle des Missouri war bisher noch immer nicht genügend festgestellt; diese Forderung zu erfüllen, unternahm J. V. Brower eine Expedition, über deren Erfolg er in einem umfangreichen Werke berichtet. Brower ging im Sommer 1895, nachdem er vorher bereits die Mississippi-Quelle untersucht hatte, nach Three Forks (Dreigabelung), wo sich der Gallatin-Fluss, der Madison und der Jefferson vereinigen. Die ersten beiden haben ihre Quelle in dem berühmten Yellowstone National Park, der dritte, der Jefferson River, ist der

[1]) Vgl. hierzu den Annual Report of the Secretary of War. Washington 1893. p. 3703 u. ff.

längste dieser Quellflüsse und ist daher als der Hauptarm zu bezeichnen. Dessen Lauf verfolgte Brower aufwärts; weiter oben nimmt der Fluss den Namen Beaver Head Creek (Biberkopfbach) an, noch weiter oben den des Red Rock Creek (Rotfelsbach). Ungefähr auf der Grenze der beiden Staaten Montana und Idaho durchströmt der Fluss zwei Seen, den obern und untern Red Rock Lake. Brower machte hier Halt, um die Zuflüsse des obern dieser beiden Seen zu untersuchen, da sich hier die eigentliche Quelle des Missouri finden lassen musste. Der obere Red Rock Lake erhält zwei Wasserarme, einen im Norden und einen im Süden, die gemeinsam aus einem Cañon kommen und sich nach einem mäandrischen Laufe von 4—5 *km* wieder zusammenfinden. Der Schlund dieses Cañon ist von rauhem Gebirgscharakter, an einer Stelle findet sich die Spur eines frühern Wasserfalles, jetzt eine Stromschnelle. Bisher wurde dieses Thal Hell Roaring Cañon (der Schlund des Höllenlärmes) genannt, Brower giebt ihm den Namen Culver's Cañon, nach dem Namen eines Ansiedlers, der ihn bis zu dieser Stelle begleitete. Die eigentliche Quelle befindet sich nicht weit von dem obern Ende dieses Schlundes in einer Vertiefung eines Gipfels im Felsengebirge in einer Höhe von 2400 *m*. Von dieser Quelle bis zur Vereinigung der drei Quellströme bei Three Forks ist die Entfernung 637 *km*, von Three Forks bis zur Mündung des Missouri in den Mississippi 4075 *km* und von dort bis zur westlichen Durchfahrt im Mississippidelta 2042 *km*. Danach beträgt die Gesamtlänge dieses längsten Flusses der Erde 6754 *km*[1]).

Das Stromsystem des Orinoko. Seiner Wasserfülle und geographischen Lage nach gehört der Orinoko zu den bedeutendsten Flüssen der Erde, und sein Stromsystem wird dereinst für den Handel ebenso von Interesse werden, wie es dies für die Wissenschaft seit lange ist. Von seiten einer grossen Anzahl Forscher sind mehr oder minder wichtige Beiträge zur Kenntnis des Orinoko und seiner Nebenflüsse geliefert worden, allein das gesamte Material ist zerstreut, auch bleibt noch sehr viel zu thun übrig. Unter diesen Umständen ist es ein sehr dankenswertes und nützliches Unternehmen, alles über das Stromgebiet des Orinoko Vorhandene zu sammeln, zu sichten und unter einheitliche Gesichtspunkte zu bringen. Diese mühevolle Arbeit hat Dr. med. Ludwig Wagner ausgeführt[2]).

Der Strom entspringt in der Gegend, wo die Sierra Unturan und Curupira mit der Sierra Parima zusammentreffen. Von dem unter 1° 17′ 43″ nördl. Br., 64° 51′ 56″ Gr. L. am westlichen Ende der Sierra Curupira gelegenen Berge Guay sah die Grenzkommission gegen die Quellgegend des Orinoko lange, mit dunklem Walde

---

[1]) Mitteilungen geogr. Gesellsch. in Wien. 1897. p. 287.

[2]) 31. Bericht der Oberhessischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Giessen 1896.

bedeckte Gebirgszüge von teils runden, teils schroffen, grossartigen Formen.

Die Stromentwicklung des Orinoko schätzt Michelena auf 2350 *km*. Das Stromgebiet umfasst nach Codazzi 1000000 *qkm*, Angaben, die naturgemäss unsicher sind.

Chaffanjon, der leider keine Positionsbestimmungen anstellte, kam 18 Tagereisen von Esmeralda an eine zur Sierra Parima gehörige Bergkette, wo der Orinoko als ein kleiner Giessbach von einer steilen, mit Granitblöcken übersäten Felswand eines hohen Berges herabkam; Chaffanjon betrachtete diesen auf 1200—1400 *m* geschätzten Berg als die Quelle des Orinoko und nannte ihn Pic de Lesseps (18. Dezember 1886).

Der erste grosse Nebenfluss ist der Padamo, der an seiner Mündung 120 *m* Breite und 3 *m* Tiefe hat und dem Orinoko an Wasserfülle mindestens gleich ist.

Weiterhin liegt die Niederlassung Esmeralda, die Chaffanjon aus fünf leeren Hütten bestehend fand, in reizender Landschaft, deren Hintergrund die in die Wolken ragende Gebirgsmauer des Duida bildet. Obwohl das Land fruchtbar ist, und eine durch Güte des Aromas berühmte Ananas vorzüglich gedeiht, sowie Viehzucht leicht möglich wäre, haben die Bewohner diese schöne Gegend verlassen, da ganze Wolken von Stechfliegen den Aufenthalt unerträglich machten. Die Höhe des Duida beträgt nach Humboldt 2530 *m* über dem Meeresspiegel, 2179 *m* über der Ebene von Esmeralda, womit Schomburgk's Zahlen, 7145—55′ über der Savanna, stimmen. Chaffanjon giebt dem Duida sogar 3000 *m*. Der Gipfel des Berges ist kahl und felsig; an seinen schroffen Abhängen erblickt man gewaltige, gewissermassen in der Luft schwebende Wälder; über diesen Wäldern erhebt sich der kahle Fels noch ca. 4600′ hoch. Der Abfall ist gegen Nordwesten steiler als gegen Osten. Der Duida soll nicht aus Granit, wie Humboldt meinte, sondern aus Sandstein bestehen; der Sandstein sei allerdings an der Oberfläche so dunkel gefärbt, dass man ihn mit Granit verwechseln könne.

Nicht weit ($13^1/_2$ *km*) unterhalb Esmeralda ist die Gabelung des Stromes, durch welche der Orinoko $^1/_3$ seines Wassers an den Rio Negro verliert. Chaffanjon meint, dass der Anprall der Strömung am linken Ufer eine Bucht ausgebildet haben möge, die sich bei jedem Hochwasser vergrösserte und schliesslich durchbrach. Das linke Ufer ist steil; da seine Schichten vom Strome wegfallen, werden sie unausgesetzt unterwühlt. Das rechte Ufer, die ruhige Stromseite, besteht aus flachen, vom Strome abgelagerten Sand- und Thonmassen, die rasch von Vegetation überzogen und dadurch verfestigt werden; diese bei jedem Hochwasser zunehmenden Ablagerungen drängen den Strom immer mehr gegen die linke Seite. Die Bifurkationsstelle wandert jährlich einige Zentimeter mit dem Strome abwärts und liegt jetzt ca. 800 *m* unter der ursprünglichen Stelle.

Der Eingang des Casiquiare bietet durchaus nichts Besonderes und sieht wie die Mündung eines kleinen Nebenflusses aus: er ist bloss 40 *m* breit, die Strömung die gleiche wie im Orinoko; sie nimmt aber nach Passierung der Thonschichten an Stärke zu, auf 2.9 — 3.8 *m* pro Sekunde, bei einer Flussbreite von 500 — 550 *m* Der Casiquiare strömt bis zur Mündung des Pacimoni gegen Südwesten, dann gerade gegen Westen und mündet nach ca. 200 *km* Lauflänge in den Rio Negro.

Der Orinoko ist an der Gabelung 670 *m* breit, der Casiquiare ca. 300 *m* (hinter dem engen Eingange), also von der Breite des Rheines bei Mainz, die Tiefe des Orinoko soll an dieser Stelle 4 Fuss betragen, des Casiquiare 30 Fuss (Codazzi).

»In der Nähe der Bifurkation, hauptsächlich längs des Casiquiare, ist die Üppigkeit des Pflanzenwuchses fast unbeschreiblich; das Flussufer erscheint wie eine Mauer oder ein Pfahlwerk, gebildet aus dichtbelaubten Bäumen; solche von lorbeerartigem Typus mit dunklen, glänzenden, lederartigen Blättern wiegen vor (Laurineen), untermischt mit Chirivapalmen; von oben bis unten sind die Bäume mit Epiphyten, darunter prachtvollen Orchideen, bedeckt und mit herrlichen Blüten in leuchtenden Farben übersät; entsprechend ist die Tierwelt z. B. durch Affen und Papageien reichlich vertreten, aber auch durch Jaguare, die hier besonders häufig und gefährlich sind. Der Casiquiare stellt einen Kanal von 300 *m* bis 1000 *m* Breite dar, zwischen zwei ungeheuern, grünen, mit Laub und Lianen bedeckten Wänden; die Bäume stehen so dicht, dass auf längere Strecken Landen unmöglich wird. Die Befahrung des Casiquiare ist durch seine grossen Moskitoschwärme bedeutend erschwert; man zieht den im übrigen unbequemern Tragplatz Yavita - Pimichin als Weg vom Orinoko zum Amazonas vor. Der Casiquiare führt natürlich wie der Orinoko weissgelbes Wasser und empfängt auf seinem Laufe zum Rio Negro zahllose Zuflüsse aus dem regenreichen Waldgebiete seiner Umgebung; am bedeutendsten sind zwei aus Osten kommende Nebenflüsse, der unter 20° 7′ 50″ nördl. Br. (Schomburgk) mündende und weisses Wasser führende Siapa oder Idapa, sowie der etwa doppelt so grosse, an der Mündung 300 Yards breite Schwarzwasserfluss Pacimoni (Baria - Jatua). Nachdem der Casiquiare bis zur Mündung des letztern 120 Meilen gegen Südwesten zurückgelegt hat, läuft er, durch Aufnahme des Pacimoni dunkler gefärbt, 24 Meilen gegen Westen und mündet 550 Yards breit etwas oberhalb San Carlos in den hier 600 Yards breiten und, wie schon der Name sagt, schwarzen Rio Negro.«

Auf seinem weitern Laufe nimmt der Orinoko rechts den Ventuari auf, welcher an der Mündung ein Delta mit sieben Hauptarmen und ein Labyrinth von Inseln und Klippen bildet, wodurch heftige Wellen entstehen; das Ganze nennt man Raudal von S. Barbara. Weiterhin mündet links der gewaltige Guaviare, der vorher den Atabapo aufnimmt. Dieser, ein Typus der schwarzen Flüsse, führt

reines, angenehm schmeckendes, geruchloses Wasser, das bei reflektiertem Lichte bräunlich, bei durchgehendem gelblich, in dicker Schicht tiefschwarz ist; auf 7—10 *m* ist es noch ganz durchsichtig; der Flussboden besteht aus blendend weissem Quarzsande; wie bei allen schwarzen Flüssen fehlen Stechfliegen und Krokodile; dafür sind Wasserschlangen um so häufiger.

Von der Mündung des Guaviare bis Maypures läuft der Orinoko nordwärts. »Die grosse Bergreihe Duida-Uniana tritt dicht an den Orinoko heran, welcher sie schliesslich durchbricht; so entstehen die berühmten Katarakte von Maypures und Atures, welche der Schifffahrt eine Grenze setzen.

Die Katarakte von Maypures, in welche der Orinoko mit 1560 *m* Breite eintritt, bestehen aus einem Archipel von Inseln, die auf eine Strecke von 5.8 *km* das Strombett erfüllen, sowie aus zwischen diesen Inseln gelegenen Felsendämmen und Wasserfällen, deren grösster der 3 *m* hohe Salto de la Sardina ist. Die östliche Hälfte der Katarakte ist gefährlicher als die westliche; gegen erstere Seite drängt der Strom heran; bei Niedrigwasser liegt aber die Fahrstrasse am linken Ufer trocken; daher ist die Passierung von Maypures bei Hochwasser leichter.

Wie ein altes Strombett zeigt, floss der Orinoko hier früher mehr westlich. An den benachbarten Felsen sind 58 *m* über dem jetzigen höchsten Wasserstande Flutmarken sichtbar.

Von einem Granithügel in der benachbarten Savanna überblickt man den ganzen Katarakt als eine 4—5 *km* breite Schaumfläche, aus welcher tiefschwarze, ungeheure Steinmassen aufragen, die mit Baumgruppen, besonders Palmen der Gattung Oreodoxa, bedeckt sind. Die Niederlassung Maypures am linken Ufer umfasste (1886) sechs Hütten mit ca. 20 Bewohnern, Mestizen und Indianern.

Unter den Katarakten von Maypures liegt nahe oberhalb des schwarzen Llanosflusses Tomo der Raudal de Guahibos, gebildet durch eine mehrere Fuss hohe Gneisbank; auf dieser haben sich typische Riesentöpfe entwickelt, die grössten 1.3 *m* tief und 48 *cm* weit, in welchen noch der Rollstein liegt, der sie ausschliff. Der Raudal Garcita ist eine bei Hochwasser leicht zu überwindende Stromschnelle; auch hier sind Flutmarken 58 *m* über dem Hochwasserniveau sichtbar.

Ein Geräusch wie Donner kündigt schon auf mehr als 4 *km* Entfernung die Katarakte von Atures an; mitten durch die Berge dahinbrausend, bricht der Strom sich freie Bahn; am linken Ufer ragt als letzter Ausläufer der Orinokokette, durch den Fluss abgeschnitten, der Pic Uniana empor, ein hoher Bergkegel, der auf steil abfallender Felsenmauer frei aus der Ebene aufsteigt.

Atures liegt 54 *km* unter Maypures. Die Katarakte beginnen dicht unter dem Pic Uniana, zwischen den Cerros Meseta am linken, Punta und Cataniapo am rechten Ufer; auf 10 *km* ist der Orinoko in ein enges Strombett eingezwängt und noch durch Inseln und

Felsen gehindert, über die er in zahlreichen Stromschnellen hinabstürzt; die Schnellen werden durch unzählige quere Felsendämme erzeugt, zwischen welchen zahlreiche, mit Palmen dicht bewachsene Inseln liegen. Man unterscheidet viele einzelne Fälle. Bei Atures hat sich der Strom, veranlasst durch Schuttkegel von Osten kommender Gebirgsbäche, gegen Westen gewendet.

Der Ort Atures, am rechten Ufer 4.5 *km* vom Orinoko entfernt in einer mit grossen Granitblöcken bedeckten Ebene, besteht aus 7—8 Hütten mit ca. 20 Bewohnern und ist zwar frei von Moskitos, aber reich an Sandflöhen. In der Umgebung wechseln Savannen mit kahlen schroffen Bergen; die Savannen ähneln europäischen Wiesen und gehen zum Teil in Parklandschaften über.

Die Berge ragen 225—260 *m* über die Ebene, tragen überwiegend runde Granitgipfel, mit dichtem Laurineenwalde bedeckt, über dem sich noch Gruppen hellgrüner Cucuritopalmen erheben, einen Wald über dem Walde bildend; daneben kommen auch schroffe Kämme vor, mit zackigen Felsen besetzt, die wie Säulen über dem Walde vorragen.«

Weiterhin nimmt der Orinoko, der hier 1000 *m* Breite hat, links den Meta auf, einen seiner grössten Nebenflüsse und an Wasserreichtum der Donau vergleichbar. Derselbe ist für Dampfer von 2.5 *m* Tiefgang weit hinauf fahrbar. Der nächste grosse Nebenfluss des Orinoko ist der Apure, der mit zwei Quellflüssen in der Kordillere von Merida entspringt. Seine gelben Gewässer sind auf eine längere Strecke gegen die weissen des Orinoko durch eine scharfe Linie deutlich geschieden; erst bei Cabruta ist die Mischung vollständig eingetreten.

»Vor dem Delta des Apure ist der Orinoko eine ungeheure seeartige Wasserfläche, bei Niederwasser fast 3 *km* breit, bei Hochwasser aber 10 *km* und mehr; seine Ufer sind breite Strandflächen, erst weit im Hintergrunde bemerkt man dunkle Waldmassen; die Szenerie macht den Eindruck des Einsamen und Grossartigen. Nicht weit unter der Apuremündung liegt die Stelle, wo der Orinoko scharf aus der Richtung gegen Norden in die nach Osten umbiegt. Mit der Änderung der Stromrichtung verändert sich wie mit einem Schlage der Landschaftscharakter. Oberhalb des Apure zeigen die Ufer nur dürftige Vegetation, der Eindruck von Trockenheit und Dürre wiegt vor; von Tierleben ist äusserst wenig zu spüren, die Gegend erscheint starr und tot; unterhalb des Knies von Caicara entwickelt sich ein ausserordentlicher Reichtum der Pflanzen- und besonders der Tierwelt. Scharen von Wasservögeln, Flamingos, Reiher, Löffelgänse, Enten u. s. w. beleben die Ufer; auf den breiten Strandflächen vor dem Walde bemerkt man Herden von Wasserschweinen; auf den Sandbänken lagern, mit aufgesperrtem Rachen sich behaglich sonnend, ganze Reihen von Kaimans, am Waldsaume lässt sich nicht selten ein Jaguar blicken.

Die Berge von Guayana treten unter Caicara etwas vom Strome zurück; beide Ufer umsäumt im Hintergrunde ein aus niedrigen Bäumen und Sträuchern bestehender Wald, der von tropischer Üppigkeit durchaus nichts wahrnehmen lässt; diese zeigt sich erst wieder im Delta.«

Rechts empfängt der Orinoko den noch wenig erforschten Rio Caura und wird im fernern Laufe bis zu 3 *km* breit, verschmälert sich aber sodann in der Enge (Angostura) von Ciudad Bolivar auf den vierten Teil, ist aber immer noch bedeutend breiter als der Rhein bei Köln. »Ciudad Bolivar ist am rechten Ufer auf einem kahlen Hügel von Hornblendeschiefer amphitheatralisch aufgebaut; es ist die grösste Stadt am Orinoko (ca. 10000 Einwohner). Früher wurde sie Angostura genannt; gegenüber am linken Ufer liegt Soledad.

Die Stadt ist von grösster Bedeutung für den Export der Produkte des Orinokobeckens, sowie des Goldes vom Cuyuni; deutsche Firmen sind zahlreich vertreten; Dampfer gehen von hier den Orinoko, Apure, Meta, Portugueza hinauf und unterhalten auch regelmässige Verbindung mit Trinidad. Vor der Stadt lagert mitten im Strome ein gewaltiger Felsblock, die Piedra del Medio, der selbst vom Hochwasser nicht überflutet wird. An dieser Piedra ist der Hochwasseranstieg gut messbar, er beträgt 12—15 *m*. Die vorüberfliessende Wassermasse beträgt nach Orton bei Niedrigwasser ca. 7000 *cbm*, Mittelwasser ca. 14000 *cbm*, Hochwasser ca. 25000 *cbm* pro Sekunde. Die Tiefe übersteigt an manchen Punkten 50 *m*.

Die Flutwelle ist hier noch bemerkbar, 460 *km* vom Meere. Ciudad Bolivar mag 60—80 *m* über dem Meere liegen, der Stromspiegel 17—18 *m*. Die Umgebung der Stadt ist hügelig und trägt den Charakter der Llanos; nicht weit von Bolivar entspringen heisse Quellen (des Flüsschens San Rafael) in einigen Hundert Fuss Höhe (Appun).

Bei Hochwasser macht die rasende Gewalt und Schnelligkeit des in die Enge gezwängten Riesenstromes einen beängstigenden, unheimlichen Eindruck; treibende Inseln, losgerissene Uferstrecken, riesenhafte Urwaldbäume fliegen in sausender Eile mit dem Strome am Beschauer vorüber. Von Ciudad Bolivar bis zur Caronimündung läuft der Orinoko fast genau gegen Osten, mit leichter Abweichung nach Norden; bis Barrancas wird dann ein flacher Bogen gegen Süden durchlaufen.

Von Norden kommen nur noch relativ kleine Zuflüsse; die auf der Mesa Guanipa verlaufende Wasserscheide ist dicht an den Strom herangetreten; von südlichen Zuflüssen überragt alle andern an Grösse der gewaltige Caroni, der letzte bedeutende Zufluss, den der Orinoko überhaupt noch erhält. Die Landschaft von Ciudad Bolivar bis zum Caroni ist monoton, vom Charakter der Llanos.«

Vor der Teilung des Orinoko zum Delta ist der Strom 20 *km* breit und bis 120 *m* tief. Das Delta wird auf 24—36000 *qkm* geschätzt. »Es beginnt etwas unter Barrancas durch Abzweigung

des gegen Norden laufenden Caño Manamo, der wiederum den Caño Macareo abgiebt, wichtig als Fahrstrasse der Dampfer zwischen Trinidad und Ciudad Bolivar; bei einer mittlern Breite von 1000 Fuss ist der Macareo dem untern Main vergleichbar.

An der Abgangsstelle des Caño Manamo befindet sich eine durch Sandbänke für Schiffe gefährliche Stelle, der Malpaso von Yaia. Das linke Orinokoufer ist im Gebiete des Delta hoch und steil; von dem heftig nach Norden drängenden Strome wird es unausgesetzt angegriffen und unterwühlt. Der Manamo mündet in die Boca Vagre, den südlichsten Teil des Golfes von Paria, der Macareo in die Boca del Sierpe.

Südlich vom Anfange des Manamo liegt die grosse, niedrige, flache, fruchtbare und ungesunde Insel Tortola.

Der Hauptstrom geht nördlich von der Insel vorüber, am südlichen Arme liegt Piacoa. In der Nähe dieses Ortes befindet sich ein ca. 600′ hoher Hügel, mit schwarzem Felsgerölle und braunrotem Konglomerate bedeckt, an welchem Appun im Jahre 1859 eine auf der Spitze gelegene, ca. 1 Fuss im Durchmesser haltende Öffnung sah, aus welcher nach Schwefeldämpfen riechender Rauch hervordrang; zugleich war unterirdisches Getöse vernehmbar.

Der Caño Grande, der Hauptstrom des Orinoko, welcher die alte Richtung gegen Osten beibehält, wird durch die lange Insel Imataca in zwei je 3400 *m* breite Arme geteilt, Caño Imataca (südlich) und Caño Zacupana (nördlich); sie vereinigen sich nach 14 Meilen langer Trennung 10 Meilen westlich vom Kap Barima, indem sie die 20 Seemeilen breite Hauptmündung Boca de Navios bilden. Die Insel Imataca ist durch Querkanäle in kleinere Inselstücke, wie Paloma, Curiapo, Junco u. s. w., zerteilt.

Wieviel Mündungen man dem Orinoko giebt, 7, 11, 17 oder 50, Zahlen, welche sich alle in den Beschreibungen finden, ist ziemlich gleichgiltig, da Veränderlichkeit der Arme in Form, Grösse und Existenz ihre Zahl doch fortwährendem Wechsel unterwirft.

Im Delta erhält der Orinoko noch einige relativ kleinere Zuflüsse.

Die Fluthöhe soll am Kap Barima ca. 1 *m* betragen, im Golfe von Paria aber 2—10 *m*. Dass der Orinoko in diesem Golfe Süsswasser erzeuge, ist nicht richtig, das Wasser ist jedoch etwas weniger salzig als auf offener See; Einfluss auf Strömung und Farbe des Seewassers ist 13—18 *km* von der Insel Cangrejo bemerkbar. Die Wassermassen des Orinoko werden von der gegen Nordwesten laufenden Küstenströmung durch Schlangenbucht, Golf von Paria und Drachenschlund in das karibische Meer getrieben.«

Über die Regenverteilung im Gebiete des Orinoko und die Schwankungen im Wasserstande desselben und seiner Nebenflüsse verbreitet sich Dr. Wagner ausführlich. »Bald nach dem Frühlingsäquinoktium beginnt der Orinoko zu steigen, nach der Volksmeinung (in Ciudad Bolivar) am 25. März, anfangs nur um 2.5 *cm* in 24 Stunden; im April tritt zuweilen wieder ein Fallen ein; das

Maximum des Hochwassers wird im Juli erreicht und bis gegen den 25. August beibehalten; dann tritt allmählicher Abfall ein, langsamer als der Anstieg erfolgte, und im Januar und Februar ist das Minimum des Wasserstandes erreicht. Der Abfall wird im November durch einen geringen Wiederanstieg, Creciente de los Muertos (so genannt wegen Allerseelen), unterbrochen, der gering ist, aber nie fehlt.

Der Anstieg beträgt am untern Orinoko 25 — 30 *m*, bei Angostura ca. 8 *m*, nach Sachs sogar 40 — 50 Fuss.

Nach dem Volksglauben soll der Orinoko alle 25 Jahre höher als sonst steigen. Über den Betrag des Ansteigens macht Codazzi folgende Angaben:

Meta	47 Fuss	Sipapo, Caroni . . .	30 Fuss
Guaviare	40 »	Ventuari	28 »
Apure	39 »	(Sachs: 30 — 40)	
Atabapo	38 »	Padamo, Cunucunuma .	27 »
Vichada	30 »	Mavaca	20 »

Diese Anschwellungen sind offenbar Ausdruck der mittlern Niederschlagsmenge im ganzen Becken, und ihr geregeltes Auftreten beweist die regelmässige Verteilung des Regens über grössere Flächen von einem Jahre zum andern.

Früher suchte man die Orinokoquellen am Ostabhange der Anden und schrieb das Steigen der Gewässer der periodischen Schneeschmelze zu. Aber die Gebirge des Westens tragen bei einer Schneegrenze von ca. 4400—4700 *m*, über welche nur einige Gipfel ragen, viel zu wenig Schnee, um eine so grossartige Erscheinung ermöglichen zu können. Es muss demnach eine andere Ursache zu grunde liegen, und sie lässt sich in der jährlichen Wanderung der Passat- und Calmenzone auffinden.

»Um die Zeit des Dezember, wenn die Sonne am weitesten im Süden steht, dringt der Nordostpassat bis gegen 5° N vor, also herrscht Trockenzeit am mittlern und untern Orinoko, sowie am Apure, Arauca, Meta, d. h. im grössten Teile des Stromsystemes; der Einfluss der unter Nordostpassat liegenden Flächen überwiegt: Minimum des Wasserstandes im Januar und Februar.

Im März hat sich die Kalmenregion nach Norden vorgeschoben; es regnet am obern Orinoko bis vielleicht zum Meta, sowie auf dem ganzen Hochlande von Guayana: Beginn des Anstieges Ende März.

Im Juli ist die Kalmenzone, hinter ihr der Südostpassat, über das ganze Orinokobecken vorgedrungen bis zu 10° N (August); im ganzen Stromgebiete regnet es heftig: Maximum des Hochwassers im Juli, August.

Mit gegen Süden rückgehender Sonne weichen Kalmen und Südostpassat wieder zurück; im Oktober ist die Lage ähnlich wie im März: allmählicher Abfall des Wassers.

Im Dezember ist der Anfangszustand wieder erreicht. Die Creciente de los muertos entspricht offenbar dem Nachlasse der

Regen im September und ihrer Verstärkung im Oktober, letzteres als Nachwirkung des zweiten Zenithaldurchganges der Sonne.

Dass am untern Orinoko, für welchen die Angaben über Steigen und Fallen hauptsächlich gelten, die Niveauänderungen dem Eintritte der Regen- und Trockenperioden gewissermassen verspätet nachschleppen, kann nicht wundern, da die Wassermassen zu ihrem Wege Zeit gebrauchen.

Die immer noch kolossalen Wassermengen, welche der Orinoko in der Trockenzeit führt, verdanken verschiedenen Entstehungsarten ihren Ursprung.

Äquatoriale Regen speisen den obern Orinoko, Caura, Caroni, sowie den Atabapo.

Die grossen andinen Ströme werden hauptsächlich durch den an der Cordillera oriental und Kordillere von Merida aufsteigenden Passat erhalten; Steigungsregen verstärken wohl auch Mittel- und Unterlauf von Caroni und Caura, weil der Nordostpassat quer auf die Thalgehänge des Hochlandes von Guayana auftrifft; dabei mag der Umstand günstig sein, dass relativ höhere Berge (Orinokokette) im Westen liegen, so dass der schon etwas erschöpfte Passat durch erhöhten Anstieg zu weiterer Wasserabgabe gebracht werden kann. Auch der Apure erhält durch beide Passate Wasser (in der Trockenzeit durch den Nordostpassat, in der Regenzeit durch den Südostpassat).

Über die Menge des Regens hat man nur Schätzungen: die am obern Orinoko fallende Menge veranschlagt Humboldt auf 240—270 *cm* pro Jahr; in der Gegend der Pacaraima fallen nach Schomburgk und Appun vielleicht 100 — 200 *cm*; auf gleich viel schätzt Hettner die jährliche Regenmenge der Cordillera oriental; ähnliches mag für die Kordillere von Merida gelten.

Im einzelnen gestalten sich die Erscheinungen nicht so schematisch, wie man nach obiger Darstellung glauben könnte; am untern Orinoko weht z. B. während der Regenzeit von April bis August ohne Unterbrechung Westwind (Varines genannt), was wohl mit dem cyklonalen Charakter der Luftbewegung zusammenhängt.

Im Übergange der Jahreszeiten treten auf dem Orinoko heftige Wirbelstürme, Chubascos, auf: in wenigen Minuten überziehen Wolken den ganzen Himmel, es wird dunkel, tiefe Windstille tritt ein; plötzlich erhebt sich ein furchtbarer Wirbelsturm, dem kleinere Schiffe auf dem Strome nicht so selten erliegen.

Auch die Regenmenge der Jahre zeigt grosse Schwankungen, obwohl es sich um tropische Gebiete handelt (Hettner).

Über die Wasserfarbe der Flüsse möge folgendes bemerkt werden:

Der Orinoko führt etwa vom Padamo an, infolge Beimischung thonig-lehmiger Bestandteile, getrübtes gelbliches Wasser, das besonders im Mittel- und Unterlaufe durch die Überreste der zahlreich vertretenen Organismenwelt reich an organischer Substanz ist; in

manchen Buchten nimmt das Wasser durch faulende Kadaver von Krokodilen bisamartigen Geruch und Geschmack an.

Von weisser oder gelblicher Farbe sind auch die im karibischen Gebirge und den Anden entspringenden Nebenflüsse.

In scharfem Gegensatze hierzu steht die Gruppe der schwarzen Flüsse; hierher gehören sowohl Flüsse des Hochlandes von Guayana, wie Padamo, Cunucunuma, Sipapo, Cuchivero, Caura, Aro, Caroni, als auch Ströme der Llanos, z. B. Vichada, Mataveni, Tuparo, Tomo; aber weder sind alle Ströme des Hochlandes schwarz (z. B. nicht Matacuni, Cundanamo, Siapa), noch alle der Llanos (Guaviare, Meta, Apure). Schwarz sind auch die anscheinend in dichter Waldung entspringenden Flüsse Atabapo, Temi, Tuamini.

Das Wasser der schwarzen Ströme ist nicht etwa trüb, undurchsichtig, sondern im Gegenteil so klar, dass man den Grund bis auf ca. 10 *m* Tiefe sehen kann; es ist rein, von angenehmem Geschmacke, geruchlos, in dicker Schicht pechschwarz, in dünner goldbraun, im Glase blassgelb oder ganz klar; vom Winde gekräuselt erscheint die Oberfläche der Ströme tiefgrün. Da das Wasser klar ist, kann die Farbe nicht von suspendierten, sondern nur von gelösten Bestandteilen herrühren. An direkten Einfluss des Bodens kann nicht gedacht werden, weil schwarze Flüsse sowohl auf dem Granit von Guayana als dem Geröll- und Schwemmlande der Llanos vorkommen, und zudem nicht jeder Fluss auf Granit schwarz ist u. s. w. Dagegen scheint eine Beziehung zum Vegetationscharakter der durchflossenen Bodenschichten zu bestehen, insofern die schwarzen Flüsse durch moorige Stellen der Savannen oder humusreichen, morastigen Boden der Urwälder fliessen. Vielleicht darf man die Erscheinung mit der dunklen Farbe gewisser Moorwässer in Verbindung bringen, welche reich an gelösten organischen Stoffen, besonders Huminsäuren, sind[1]).

Dieser Vermutung widerspricht nicht das starke Dispersionsvermögen des schwarzen Wassers, das auf relativ hohen Gehalt an gelösten organischen Stoffen schliessen lässt. Auch verträgt sich damit sehr gut die Unschädlichkeit desselben, denn die Huminsäuren sind fäulnishemmender Natur (gute Erhaltung organischer Gegenstände in Torfmooren); dem entgegen gilt das Wasser der weissen Ströme für fieberbringend, wird also reich sein an organischen Keimen mikrobischer Art.

Der Mangel an suspendierter organischer Substanz, z. B. Algen und niedern Tieren, in den schwarzen Flüssen muss des weitern Mangel an Würmern und Insektenlarven (daher auch an Moskitos) bedingen, dies aber relative Armut an Fischen; das letzte Moment veranlasst wieder Fehlen der Krokodile und Wasservögel; beiden

---

[1]) Echte Schwarzwasserflüsse giebt es auch in Deutschland, z. B. die Ilz (Böhmerwald); ihr Vorkommen als an die Tropen gebunden zu bezeichnen, ist falsch.

letztgenannten Tiergruppen mag auch die für Erlangung der Beute hinderliche Durchsichtigkeit des Wassers unangenehm sein, da beide leichter im Trüben zu fischen vermögen.

Damit die dem Wasser erteilte schwarze Farbe zur Geltung kommen kann, muss noch eine negative Bedingung erfüllt sein: der Fluss darf suspendierte thonige Partikel nicht führen, diese verdecken die schwarze Farbe; bei geringer Beimengung entsteht eine gelbbraune Mischfarbe. Mangel suspendierter thoniger Teilchen kann auf zwei Ursachen beruhen: entweder darauf, dass der Fluss über reinen Granitboden fliesst (Hochland von Guayana), oder dass er im alluvialen Terrain sich so langsam bewegt, dass alles Sediment sich niederschlagen kann (Llanosströme).

Hieran anschliessend, soll die Färbung der im Orinoko stehenden Granitfelsen besprochen werden: diese Felsen fallen durch ihre tiefschwarze Farbe auf, sie sehen fast wie metallisches Eisen aus; die Farbe haftet nur an der Oberfläche in Form einer dünnen Rinde. Gleiches hat man beobachtet an den Klippen im Essequibo, an den Nilkatarakten von Syene und an den Yellalafällen des Kongo. Die Erscheinung wurde bis jetzt bloss in der heissen Zone wahrgenommen, an Flüssen mit einer durchschnittlichen Temperatur von 24 — 28° C. Nur solche Granitmassen, welche dauernd oder zeitweilig mit dem Flusswasser in Berührung kommen, zeigen die Färbung, nicht aber Felsen, die allein der Regen befeuchtet; eine gewöhnliche Verwitterungsform ist also ausgeschlossen.

Nahe liegt es, den Farbstoff der schwarzen Flüsse verantwortlich machen zu wollen, aber gerade in diesen sind die Felsen absolut nicht gefärbt; nur die weissen Ströme haben schwarze Felsen. Die Analyse der Rinde ergab Gehalt an Eisen, Mangan, vielleicht auch Kohle.

Die Indianer behaupten, dass es Fieber bringe, in der Nähe dieser Felsen zu schlafen; am Orinoko wie am Essequibo begegnet man der gleichen sonderbaren Meinung.«

Dr. Wagner wendet sich in dem letzten Kapitel seiner Arbeit dem Baue und der Geschichte des Stromsystems des Orinoko zu, die er mit grossem Scharfsinne untersucht. Hier soll einiges daraus über das Orinokodelta hervorgehoben werden. »Der Meinung, dass negative Strandverschiebung (nach Definition von Suess) zur Deltabildung erforderlich sei, scheint das Orinokodelta nicht zu entsprechen. Denn nachgewiesenermassen sinkt die Küste, der Golf von Paria ist ein grosser Einbruch, Trinidad war früher Festland; und doch liegt hier ein grosses Delta. Nach den Darlegungen von Ernst kann man aber behaupten, der Orinoko habe eigentlich gar kein Delta, falls man unter einem solchen ein vom Flusse durch Anschwemmung erzeugtes Landgebiet versteht. Die ursprüngliche Mündung des Orinoko war allein die Boca de Navios; alle andern Arme sind Durchbrüche durch das Festland, gebildet infolge Senkung des Festlandrandes, welcher nach zoogeographischen Thatsachen noch

im Tertiär Grenada, Tobago, Trinidad umschloss. Die Senkung begann Ende des Tertiär. Auch heute noch senkt sich anscheinend diese Gegend, womit in Einklang steht, dass der Hauptstrom hier heftig gegen das nördliche Ufer drängt und sich vom Hochlande entfernt hat.

Das von den Flussmassen umschlossene Gebiet besteht also der Hauptmasse nach nicht aus Alluvionen, sondern aus altem Festlande. Denkt man sich die nördlichen Durchbrüche nicht stattgefunden, so hat man das Bild eines trichterförmigen Ästuariums (Boca de Navios) vor sich.«

Schliesslich untersucht der Verfasser, welche Umbildungen der Orinoko seit seinem Bestande erlitten hat.

»Die auffallende Erscheinung der Bifurkation,« sagt er, »kann in letzter Linie darauf bezogen werden, dass der obere Orinoko nicht in der Rinne relativ grösster Tiefe fliesst, sondern entlang einer Fläche, die noch weiter, wie die Flussrichtungen zeigen, gegen Südwesten abfällt, und deren Tiefenrinne von dem fremden Stromsysteme des Rio Negro erfüllt ist. Ob der Bau des Flussbettes oder ob rückschreitende Erosion die Entstehungsursache gewesen ist, dürfte schwer zu entscheiden sein; erstere Annahme hat viel für sich; zu Gunsten der Anzapfungstheorie könnte das Verhalten des Atacavi aufgeführt werden, der sich dem Orinoko in auffallender Weise genähert hat.

Die Flutmarken bei Maypures, Atures, Carichana, San Borja, ca. 60 *m* über dem jetzigen höchsten Wasserstande, lassen sich als Beweise für einstmalige Existenz von Seen und allmähliche Tieferlegung des Wasserspiegels durch Erosion deuten. Auf das frühere Vorhandensein von Seen wurde schon aus Bau und Entstehung des Orinokobeckens geschlossen; aus dem Llanosmeere mussten an den tiefsten Stellen, am Rande des Hochlandes, Süsswasserseen entstehen, welche allmählich von den Gewässern ausgefüllt, abgezapft und beseitigt wurden.

In der Glazialperiode mag das Stromsystem wasserreicher gewesen sein als jetzt; auf diese Periode könnte man vielleicht das Vorkommen der Felsblöcke beziehen, welche über die Llanos, besonders zwischen Guaviare und Meta, zerstreut sind, da zu ihrer Beförderung grössere Wasserkraft erforderlich scheint, als sie heute die dortigen Flüsse besitzen[1]); der »Andengletscher« Montolieus, welcher die ganzen Llanos überzogen haben soll, hat allerdings wohl kaum existiert; dass aber eine, resp. mehrere Perioden stark gesteigerter Niederschläge vorhanden gewesen sind, darauf deuten die in der Kordillere von Merida und Bogotà durch Sievers, resp. Hettner

[1]) Die Deutung dieser Blöcke als transportierter Gebilde ist jedoch durchaus nicht die einzig mögliche; besonders die grössten Massen lassen sich viel ungezwungener als letzte aus dem Schwemmlande vorragende Denudationsreste eines zerstörten alten Gebirges erklären, d. h. als an Ort und Stelle entstanden. (Dr. W.)

genauer untersuchten Schotterterrassen; beide Forscher halten auch eine frühere ausgedehnte Vereisung dieser Gebirge für in hohem Grade wahrscheinlich.«

Die Areale der aussereuropäischen Stromgebiete hat Dr. A. Bludau bestimmt, und zwar durch Abzählung und Messung der Gradnetzmaschen auf guten Karten[1]. Das Verfahren ist natürlich nur ein rohes, indessen können bei dem dermaligen Standpunkte der Kartographie für die aussereuropäischen Erdteile überhaupt nur genäherte Werte erwartet werden. Hier mögen die erhaltenen Resultate folgen, soweit sie veröffentlicht sind.

I. Süd-Amerika.

A. Gesamtübersicht.

		qkm
1.	Gebiet des Atlantischen Ozeans	16275000
2.	» » Pacifischen Ozeans	1056000
3.	Abflussloses (neutrales) Gebiet	274000
	Sa.	17605000

B. Gebiet des Atlantischen Ozeans.

		qkm
1.	Atlantische Abdachung vom Isthmus von Panama bis zur Wasserscheide gegen den Rio Atrato	5000
2.	Rio Atrato	64000
3.	Rio Magdalena	266000
4.	Küstengebiet zwischen Rio Magdalena und Orinoko einschl. der Laguna de Maracaybo	245000
5.	Orinoko	944000
6.	Küstengebiet zwischen Orinoko und Amazonas (Cuyuni — Essequibo — Corentyne — Maroni — Ovapocy)	493000
7.	Amazonas mit Tocantins	7050000
8.	Gurupy-Tury-assu	62000
9.	Pindaré — Guajahu — Itapicuru	159000
10.	Parnahyba	346000
11.	Küstengebiet zwischen Parnahyba und São Francisco	276000
12.	São Francisco	652000
13.	Küstengebiet zwischen São Francisco und La Plata	863000
14.	La Plata mit Uruguay	3104000
15.	Colorado (Gobu—Leobú) und Negro (Curru—Leobú)	1202000
16.	Chubut und alle übrigen Flüsse bis zum C. Froward	544000
	Sa.	16275000

C. Gebiet des Pacifischen Ozeans.

		qkm
17.	Pacifische Abdachung Columbias	91000
18.	» » Ecuadors	107000
19.	» » Perus	324000
20.	» » Chiles	534000
	Sa.	1056000

[1] Petermann's Mitteilungen 1897. p. 96, 186. 241.

D. Abflusslose Gebiete.

		qkm
21.	Gebiet des Titicaca- und Aullagas-Sees	197 000
22.	Südlich davon gelegenes Gebiet	77 000
		Sa. 274 000

II. Afrika.

A. Gebiet des Atlantischen Ozeans.

		qkm
1.	Kap Agulhas—Oranje	124 000
2.	Oranje: a) eigentlicher Fluss 447 000 / b) weiteres Gebiet 513 000	960 000
3.	Oranje—Kunene	254 000
4.	Kunene	137 000
5.	Kunene—Kuanza	164 000
6.	Kuanza	149 000
7.	Kuanza—Kongo	92 000
8.	Kongo	3 690 000
9.	Kongo—Ogowe	145 000
10.	Ogowe	175 000
11.	Ogowe—Niger	393 000
12.	Niger: a) eigentliches Flussgebiet 1 512 000 / b) weiteres Gebiet 580 000	2 092 000
13.	Niger—Kap Palmas	875 000
14.	Kap Palmas—Senegal	775 000
15.	Aus der Sahara	340 000
16.	Atlas-Gebiet	176 000
		Sa. 10 541 000

B. Gebiet des Mittelländischen Meeres.

		qkm
1.	Nil: a) eigentliches Flussgebiet 2 660 000 / b) weiteres Gebiet 143 000	2 803 000
2.	Aus der Sahara	1 300 000
3.	Atlas-Gebiet	248 000
		Sa. 4 351 000

C. Gebiet des Indischen Ozeans.

		qkm
1.	Kap Agulhas—Limpopo	400 000
2.	Limpopo	400 000
3.	Limpopo—Sambesi	250 000
4.	Sambesi	1 330 000
5.	Sambesi—Rovuma	270 000
6.	Rovuma	145 000
7.	Rovuma—Rufiji	73 000
8.	Rufiji	178 000
9.	Rufu und Tana	505 000
10.	Tana—Juba	335 000
11.	Juba	196 000
12.	Somali-Halbinsel bis Tadjura-Golf	790 000
13.	Tadjura—Massaua	226 000
14.	Massaua—Sues	305 000
		Sa. 5 403 000

D. Neutrale Gebiete.

		qkm
1.	Etoscha—Ngami—Suga	880000
2.	Leopold-See	65000
3.	Rudolf-See	235000
4.	Tsad-See	1020000
5.	Sahara	6740000
	Sa.	8940000

E. Gesamtübersicht.

		qkm		%
1.	Gebiet des Atlantischen Ozeans	10541000	=	36.05
2.	» » Mittelländischen Meeres	4351000	=	14.88
3.	» » Indischen Ozeans	5403000	=	18.48
4.	Neutrale Gebiete	8940000	=	30.59
	Sa.	29235000	=	100.00

III. Asien.

A. Gebiet des nördlichen Eismeeres.

		qkm
1.	Kara-Fluss	15000
2.	Ob	2915000
3.	Samojeden-Halbinsel	145000
4.	Nadym- und Tas-Fluss	385000
5.	Jenissei	2510000
6.	Jenissei—Lena	1255000
7.	Lena	2320000
8.	Lena-Ostkap	1765000
	Sa.	11310000

B. Gebiet des Pacifischen Ozeans.

		qkm
1.	Ostkap—Amur	1200000
2.	Amur	2010000
3.	Amur—Wladiwostok	90000
4.	Wladiwostok—Südspitze Koreas	128000
5.	Südspitze Koreas—Shan-hai-kwan	476000
6.	Shan-hai-kwan—Hwang-ho	332000
7.	Hwang-ho	980000
8.	Hwang-ho—Jang-tse-kiang	176000
9.	Jang-tse-kiang	1775000
10.	Jang-tse-kiang—Si-kiang	275000
11.	Si-kiang	400000
12.	Si-kiang—Mekong	412000
13.	Mekong	810000
14.	Mekong—Menam	55000
15.	Menam	150000
16.	Menam—Kap Buru	160000
	Sa.	9429000

C. Gebiet des Indischen Ozeans.

		qkm
1.	Kap Buru—Saluen	137000
2.	Saluen	325000
3.	Saluen—Irawadi	38000
4.	Irawadi	430000
5.	Irawadi—Brahmaputra	87000
6.	Brahmaputra	670000
	Sa.	1687000

	qkm
Transport:	1 687 000
7. Ganges	1 060 000
8. Mahanadi und Nachbarn	280 000
9. Godavari	310 000
10. Krishna	270 000
11. Krishna—Kap Comorin	263 000
12. Kap Comorin—Tapti	112 000
13. Tapti	65 000
14. Narbada	95 000
15. Narbada—Indus inkl. Ran	455 000
16. Indus	960 000
17. Indus—Schatt-el-Arab	390 000
18. Tigris	375 000
19. Euphrat	335 000
20. Schatt-el-Arab—Kap Mesandum	126 000
21. Kap Mesandum—Bab-el-Mandeb	316 000
22. Bab-el-Mandeb—Akaba	322 000
23. Akaba—Sues	23 000
Sa.	7 444 000

D. Gebiet des Mittelländischen Meeres.

	qkm
1. Port Said—Iskenderun	88 000
2. Iskenderun—Golf von Kos	96 000
3. Golf von Kos—Skutari	99 000
4. Skutari—Kobulety	256 000
5. Kobulety bis zum Kuban	37 000
6. Kuban	57 000
7. Kuban—Manytsch	62 000
Sa.	695 000

E. Abflusslose (neutrale) Gebiete.

A. Hochasien:	qkm
1. Tibet	620 000
2. Zaidam und Kuku-nor	300 000
3. Tarimbecken bis Su-tschou	1 210 000
4. Mittlere Gobi (Alaschan)	520 000
5. Nördliche und östliche Gobi	1 065 000
6. Dschungarei	325 000
Sa.	4 040 000
B. Aralo-Kaspisches Gebiet:	
7. Balchasch-See	485 000
8. Syr-darja	280 000
9. Syr-darja—Amu-darja	265 000
10. Amu-darja	450 000
11. Murghab—Heri-Rud	230 000
12. Atrek und südkaspisches Ufer bis zum Kura	166 000
13. Kura mit Aras	195 000
14. Terek und Kuma	160 000
15. Ural-Fluss	272 000
16. Emba (Ural-Fluss—Mugodschar-Gebirge)	220 000
17. Mugodschar-Gebirge—Balchasch-See	840 000
18. Transkaspisches Gebiet südlich 45° N.	485 000
19. Aral-See	68 000
20. Kaspisches Meer	439 000
Sa.	4 555 000

C. Iranisches Gebiet:

21. Inneres Iran	1 560 000
22. Urmia-See	55 000
23. Wan-See	19 000
Sa.	1 634 000

D. Syrisch-arabisches Gebiet:

24. Syrisch-arabische Wüste	2 330 000
25. Totes Meer	50 000
Sa.	2 380 000

E. 26. Kleinasien mit Ejerdir Göl (2500)	80 000
Sa.	12 689 000

F. Gesamtübersicht.

	qkm		%
1. Gebiet des Nördlichen Eismeeres	11 310 000	=	27,21
2. » » Pacifischen Ozeans	9 429 000	=	22,68
3. » » Indischen Ozeans	7 444 000	=	17,91
4. » » Mittelländischen Meeres	695 000	=	1,67
5. Abflusslose (neutrale) Gebiete	12 689 000	=	30,53
Sa.	41 567 000	=	100,00

Die Veränderungen im Mündungsgebiete des Adour hat Ch. Duffart untersucht[1]). Das alte Mündungsgebiet des Adour lag einst erheblich nördlicher wie die heutige Mündung, der Hauptausfluss war bei Capbreton 15 *km* nördlich von der heutigen Mündung. Vielleicht sind einige der Étanges im südlichsten Teile der heutigen Küste alte Mündungsformen. In der zweiten Hälfte des 14. Jahrhunderts scheint die Hauptmündung bei Vieux Boucau gewesen zu sein. Die heutige Mündung ist von der Stadt Bayonne hergestellt und 1598 eröffnet, wobei der alte Flusslauf abgedämmt wurde.

11. Seen und Moore.

Die Landseen Europas. Eine überaus wertvolle Zusammenstellung der europäischen Seen nach ihrer Meereshöhe, Grösse und Tiefe, sowie ihrem Rauminhalt hat Dr. K. Peucker unter genauem Quellennachweise und zum Teil auf eigenen Untersuchungen beruhend, gegeben[2]). Wir führen aus dieser Zusammenstellung die folgenden Angaben auf, wegen der Autoritäten bezüglich der einzelnen Daten auf das Original verweisend. Ein Sternchen bezeichnet das Vorhandensein einer Tiefenkarte des betreffenden Sees.

[1]) Bull. Soc. Géogr. comm. de Bordeaux 1897. **20.** p. 4.
[2]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. **2.** p. 606 ff.

Name — Lage	Meereshöhe m	Flächeninhalt qkm	Grösste Tiefe m	Mittlere Tiefe m	Rauminhalt Millionen cbm (hl)
Aardalsvand — Norwegen	5	13.9	186	—	—
Achensee* — Nordtiroler Kalkalpen . . .	929	7.34	133	71	520
Aiguebelette*, Lac d' — Französ. Alpen .	374	5.45	71.1	31	167
Albano, Lago di — Latium	293	6	156 (?)	—	—
Alpsee (bei Füssen)* — Bayer. Alpen . .	808	1.163	59	25.8	29.95
Alpsee (bei Immenstadt) — Bayer. Alpen	728	ca. 2.6	26	—	—
Alserio, Lago di — Ober-Italien (Como) .	260	1.44	8.1	—	—
Altausseer See* — Salzkammergut . . .	709	2.09	52.8	34.6	72.4
Ammersee* — Bayer. Alpenvorland . . .	534	46.2	78	37.6	1740
Annecy*, Lac d' — Savoyen	447	27	65	42	1120
Annone, Lago di — Ober-Italien (Como) .	226	5.71	11	—	—
Arendsee* — Altmark	24	5.54	49.5	29 3	162
Arre-See — I. Seeland	4	40.62	ca. 4	—	—
Attersee* — Salzkammergut	465	46.72	170.6	84.2	3934
Baldegger See* — Schweiz (Luzern) . .	463	5·04	66	—	—
Bannwaldsee — Bayer. Alpenvorland . .	779	2.1	11.5	ca. 6.4	13
Bassenthwaite* — England	68	5 35	21	5.5	29
Behler-See* — Ost-Holstein	22	3.22	43	—	—
Beldahnsee — Preuss. Platte	117	13 64	31	—	—
Biallolafker See* — Preuss. Platte . . .	116	2.72	35	—	—
Bieler See* — Schweiz	433	43.6	76	28	1240
Bjeloje Osero — Russland	122	1125	10	—	—
Bodensee* — Alpenvorland	395	538.5	252	90	48440
Bolsena, Lago di (Vulsinio) — Latium .	305	114.53	140 (?)	—	—
Bourget*, Lac du — Savoyen	232	44 6	145	81	3620
Bracciano, Lago di — Latium	164	57.47	292 (?)	—	—
Bredeimsvand — Norwegen	56	23.3	273	—	—
Brienzer See* — Schweiz	566	29.3	261	176	5170
Caldonazzo*, Lago di — Süd-Tirol . . .	449	5.38	49	26	140
Candia*, Lago di (Moränenseen v. Ivrea) — Ober-Italien	226	1.69	7.5	—	—
Cavazzo*, Lago di — Friaul	195	1.74	39	12.3	21 4
Cavedine*, Lago di — Süd-Tirol . . .	242	1.01	50	24.3	24.5
Cazau, Etang de — Gascogne	20	60	50	—	—
Chalain*, Lac du — Franz. Jura. . . .	500	2.32	34	20	46.6
Chiemsee* — Bayer. Alpenvorland . . .	520	85	73	24.5	2090
Comabbio, Lago di — Ober-Italien (Como)	236	3.59	7.7	—	—
Comersee — Ober-Italien	199	144.4	409	156	22500
Coniston* — England.	44	4.91	56	24	113
Croce*, Lago di Sta — Ober-Italien. . .	382	4.72	34	22.7	107
Crummock* — England	98	2 52	44	26.4	66.3
Čepic-See — Istrien.	24	6.6	2.9	—	—
Dargainen-, Kirsaiten-, Kissain-See, Dobenscher u. Labab-See — Preuss. Platte .	117	69.34	29.5	—	—
Derventwater* — England	74	5.35	22	5.5	29
Diek-See* — Ostholstein	22	3.87	38.6	—	—
Dümmer — Wesergebiet	41	22	2—5	—	—
Dümmersee* — Mecklenburger Platte . .	46	1.8	21	—	—
Earn*, Loch — Schottland	93	9.93	88	—	—
Egerisee* — Schweiz (Zug)	725	7.00	83	—	—
Eibsee — Bayer. Alpen	950	ca. 2	28	—	—

Name — Lage	Meereshöhe m	Flächeninhalt qkm	Grösste Tiefe m	Mittlere Tiefe m	Rauminhalt Millionen cbm (hl)
Ekernsjö — Norwegen	19	31.4	158	—	—
Enare-See — Lappland	115	1421	9	—	—
Ennerdale* — England	112	2.91	45	19	56
Esrom-See — I. Seeland	9	17.49	16	—	—
Eutiner See, Gr. — Ostholstein	27	2.37	17	—	—
Faakersee* — Kärnten	561	2.345	29 5	14.25	33.4
Fucino, Lago di — Mittel-Italien	655	160	23	—	—
Fure-See — I. Seeland	20	9.69	38	—	—
Fuschlsee* — Salzkammergut	661	2.66	67 3	37.4	99.5
Gardasee* — Ober-Italien und Süd-Tirol	65	370	346	135	49760
Garlate, Lago di — Ober-Italien (Como)	198	4.64	35	—	—
Genfer See* — Französisches u. Schweizer Alpenvorland	372	582.4	309	153	88920
Gérardmer*, Lac de — Vogesen	660	1.1	36.2	16.3	17.89
Glenstrup-See — Jütland	14	4.0	34	—	—
Gmundner (oder Traun-) See* — Salzkammergut	422	25.65	191	89.8	2302
Goldberger See — Mecklenburger Platte	46	9	3	—	—
Graben-See* — Salzburg (die Trumer Seen)	498	1.3	13	—	—
Greifensee* — Schweiz (Kanton Zürich)	439	8.48	34	—	—
Grundlsee* — Salzkammergut	709	4.14	63.8	33.2	137.5
Hallstätter See* — Salzkammergut	494	8 58	125.2	64.9	557
Hallwyler See* — Schweiz	452	10.37	47	—	—
Haweswater* — England	212	1.40	31	12	16.7
Heiterwangsee* — Nordtiroler Kalkalpen	976	1.4	59.5	38	54
Hjelmar-See — Schweden	23	522	20	—	—
Hopfensee* — Bayerisches Alpenvorland	797	1.774	11.1	5.36	9.51
Horn-Afvan — Schweden	424	284	280	—	—
Hornisdalsvand — Norwegen	54	53	486	—	—
Idro, Lago d' — Ober-Italien (Brescia)	368	10.87	122	—	—
Iseosee — Ober-Italien (Bergamo)	185	61.4	250	—	—
Jagodner, Gr. Hensel- und Gurkler-See — Preuss. Platte	117	9.14	34	—	—
Joux*, Lac de — Schweizer Jura	1008	8.68	34	—	—
Kalterer See — Südtirol	216	1.43	6.5	—	—
Keitele — Finnland	99	681	30	—	—
Keller-See* — Ost-Holstein	24	5.6	27 5	—	—
Keutschacher See* — Kärnten	508	1.406	15	9.4	13
Klopeiner See* — Kärnten	449	1.125	48	26	29 2
Klönthal-See — Schweiz (Glarus)	828	1.18	33	—	—
Kochelsee* — Bayerische Alpen	601	6.8	66	29	200
Kolimajärvi — Finnland	106	113	25	—	—
Kopaïs-See* — Griechenland	97	240	4	—	—
Königsee* — Berchtesgaden	601	5.2	188	93	480
Laacher See — Rheinisches Schiefergebirge	229	3.3	53	—	—
Ládoga — Russland	5	18150	223	—	—
Laffrey*, Lac de — Französische Alpen	911	1.27	39 3	22	28.2
Langensee (Lago Maggiore)* — Ober-Italien und Schweiz	194	212.2	372	176	37260
Lansker See — Preuss. Platte	127	11.1	57	—	—
Lesina, Lago di — Mittel-Italien	1	51.4	2 (?)	—	—

Name — Lage	Meereshöhe m	Flächen-inhalt qkm	Grösste Tiefe m	Mittlere Tiefe m	Rauminhalt Millionen cbm (hl)
Levico*, Lago di — Süd-Tirol	440	1 27	36	15.7	20
Ledro*, Lago di — Süd-Tirol	651	2.2	47	32 6	70
Lochy, Loch — Schottland	28	25 0	139	—	—
Lomond*, Loch — Schottland	6	85	192	—	—
Lowerzer See* — Schweiz (am Rigi) . .	448	3.10	14	—	—
Löwentin-See* — Preuss. Platte	117	24.62	37	—	—
Luganersee* — Schweiz und Ober-Italien	266	50.46	288	—	—
Luknainersee* — Preuss. Platte	117	6.78	5	—	—
Lycksee — Preuss. Platte	120	4.09	55	16	65.4
Maggiore, Lago siehe unter Langensee!					
Mantua, Seen von — der obere } Ober-Italien	18	4.5	8.5	—	—
der mittlere, der untere } zusammen	15	2.7, 1.7 } 4.4	4	—	—
Martignano, Lago di — Mittel-Italien . .	207	2.5	80 (?)	—	—
Massaciuccoli, Lago di — Mittel-Italien .	1	6.89	2.4	—	—
Mauersee* — Preuss. Platte	117	103.86	38.5	—	—
Mälar-See — Südliches Schweden	0.5	1687	52	—	—
Mergozzo*, Lago di — Ober-Italien . . .	196	1.8	74	—	—
Mezzola, Lago di — Ober-Italien	200	5.85	80.5	—	—
Millstätter See* — Kärnten	580	13.26	140	92.7	1228
Mjösen — Norwegen	121	393	452	—	—
Molveno-See* — Tirol	821	3.3	117	49.3	160
Monate, Lago di — Ober-Italien	266	2.5	34	—	—
Moncenisio*, Lago del — Ober-Italien . .	1913	1.3	31	—	—
Mondsee*, — Salzkammergut	479	14.21	68.3	36	510
Morar, Loch — Schottland	9	25.4	329	—	—
Mos-See — Jütland	22	ca. 16.6	34	—	—
Murten-See* — Schweiz	435	27.6	48	22	600
Muurrejärvi — Finnland	106	26.2	9	—	—
Müritz*, die — Mecklenburger Platte . .	63	133.25	22	—	—
Müskendorfer See — Pommersche Platte .	120	13.53	30	—	—
Myvatn (Mückensee) — Island	290	27	6	—	—
Nantua*, See von — Französischer Jura .	475	1.41	42.9	28	40
Neagh, Lough — Irland	15	396	34.4	—	—
Nemi, Lago di — Mittel-Italien	318	1.7	32	—	—
Ness, Loch — Schottland	16	50	238	—	—
Neuenburger See* — Schweiz	432	220	153	64	14170
Neukloster-See* — Mecklenburger Platte	25	3.0	10	—	—
Neusiedler See — Ungarn	113	356	4	—	—
Neustädter See* — Pommersche Platte .	ca. 40	2.05	28	4.1	8.3
Niedertrumer See* — Salzburg. Alpenvorland	500	3.7	40	—	—
Nordsjö — Norwegen	15	75	176	—	—
Obertrumer See* — Salzburg. Alpenvorland	500	4.9	35	—	—
Oich, Loch — Schottland	30	ca. 4	42	—	—
Onéga — Russland	35	9752	ca. 366	—	—
Orlener See — Preuss. Platte	124	1.11	20	—	—
Orta, Lago d' — Ober-Italien (Novara) .	290	18.2	143	—	—
Ossiachersee* — Kärnten	494	10.57	46	19.1	200
Oulujärvi (Uleaträsk) — Finnland . . .	115	984	9—18	—	—
Öschinen-See* — Berner Alpen	1589	1.15	63	—	—
Paladru*, Lac de — Französische Alpen .	501	3.9	35.9	25	97.2

Name — Lage	Meereshöhe m	Flächen-inhalt qkm	Grösste Tiefe m	Mittlere Tiefe m	Rauminhalt Millionen cbm (hl)
Paola, Lago di — Latium	1	3 9	10	—	—
Päijänne — Finnland	78	1576	89	—	—
Peipus — Russland	30	3513	17	—	—
Pfäffikon-See* — Schweiz (Zürich)	538	3.29	36	—	—
Piediluco, Lago di — M.-Italien (Perugia)	368	1.57	20	—	—
Pilsen-See* — Bayerisches Alpenvorland	535	1.93	16	9.3	18
Plansee* — Nordtiroler Kalkalpen	972	3.4	75	47	160
Plattensee (Balaton)* — Ungarn	104	614	9	ca. 2.5	ca. 1585
Plöner See*, Gr. — Ost-Holstein	21	30.28	60 5	15	58.2
Plöner See*, Kl. — Ost-Holstein	21	3.88	34.5	—	—
Point*, Lac de St. — Französischer Jura	849	3.98	40.3	20	81.6
Poschiavo*, Lago di — Schweiz (Addagebiet)	960	1.96	84	—	—
Prokljan-See — Dalmatien	2	10 9	24	—	—
Pusiano, Lago di — Ober-Italien	258	5.3	24 3	—	—
Rannoch*, Loch — Schottland	204	19.26	128	—	—
Rhein'scher See und Taltergewässer — Preuss. Platte	117	17.85	51	18	321
Riegsee* — Bayerische Alpen	653	1.86	14	5.6	10.4
Ripa Sottile, Lago di — Mittel-Italien (Perugia)	372	1.1	7 5	—	—
Sabatino, Lago di — bei Rom					
Saima — Finnland	78	1760	57	—	—
Salziger See (Mansfelder Seen)* — Prov. Sachsen	89	8.75	18	ca. 7	ca. 60
Sarner-See* — Schweiz	470	7.63	52	—	—
Schaalsee* — Mecklenburger Platte	35	22	70	ca. 20	ca. 440
Schimon-See, Gr. — Preuss. Platte	117	1.75	3	—	—
Schlawaër-See — Nieder-Schlesien	80	12	12	—	—
Schliersee* — Bayerische Alpen	778	2.19	37	24.9	54.5
Schweriner See — Mecklenburger Platte	37	65.1	44	—	—
(Südlicher Teil* des Schweriner Sees)		26·8		—	—
Scutari-See* — Türkei und Montenegro	6	ca. 340	10	3.8	1300
Seefelder See siehe unter: Pilsen-See.					
Seekirchner See siehe: Wallersee.					
Sempacher See* — Schweiz	504	14.28	87	—	—
Silser See* — Ober-Engadin	1797	4.16	71	—	—
Silvaplana-See* — Ober-Engadin	1791	2 65	77	—	—
Sims-See — Bayerisches Alpenvorland	471	3.54	21	—	—
Spinone, Lago di — Ober-Italien (Bergamo)	338	2.1	10 (?)	—	—
Spirdingsee* — Ostpreussen	117	119.4	25	—	—
Spitzingsee* — Bayerische Alpen	1083	1.01	15	6.8	6.8
Staffelsee* — Bayerische Alpen	649	7.65	35	10.7	81.8
Starnberger See* — Bayerisches Alpenvorland	586	56	114	52	2910
Steinhuder Meer — Wesergebiet	39	33.8	41-42 (?)	—	—
Stor Afvan — Schweden	418	237	282	—	—
Suhrer See* — Ost-Holstein	22	1.43	24	—	—
Süsser See (Mansfelder Seen)* — Prov. Sachs.	94	2.61	7.7	ca. 5	ca. 13
Tachingersee siehe unter: Wagingersee.					
Taltowisko-See* — Preuss. Platte	117	3.13	35	—	—
Tay*, Loch — Schottland	105	27.4	155	—	—

Name — Lage	Meereshöhe m	Flächeninhalt qkm	Grösste Tiefe m	Mittlere Tiefe m	Rauminhalt Millionen cbm (hl)
Tegernsee* — Bayerische Alpen	726	9.12	71	39.7	362
Thuner See* — Schweiz	560	48.1	217	135	6500
Trammer-See* — Ost-Holstein	21	1.71	25	—	—
Trasimeno, Lago di, oder di Perugia — Mittel-Italien	259	128.7	8 (?)	—	—
Traunsee siehe unter: Gmundner See.					
Trumer-Seen siehe unter: Graben-See.					
Tummel*, Loch — Schottland	138	2.53	38	—	—
Tyrifjord — Norwegen	63	135	281	—	—
Tystrup-See* — I. Seeland	7	6.5	22	—	—
Uleaträsk siehe unter: Oulujärvi.					
Ullswater* — England	145	8.94	63	25	223
Varano*, Lago di — Mittel-Italien (Foggia)	1	60.5	5.5	—	—
Varese, Lago di — Ober-Italien	236	15	26	—	—
Veldessee* — Krain	478	1.452	30.6	22	32
Vierer See* — Ost-Holstein	21	1.34	17.7	—	—
Vierwaldstätter See* — Schweiz	437	113.9	214	104	11820
Viverone*, L. di (Moränenseen v. Ivrea) — Ober-Italien	230	5.78	50	—	—
Vrana-See — I. Cherso	16	4.9	60	—	—
Vrana-See — Dalmatien	1	30.3	3.3	—	—
Waginger- (u. Tachinger-) See* — Bayer. Alpenvorland	445	10.06	27.5	15.6	157
Walchensee* — Bayerische Alpen	803	17.12	196	79.3	1360
Walensee* — Schweiz	423	24.2	151	103	2490
Wallersee* — Salzburger Alpenvorland	504	7.5	23	—	—
Wastwater* — England	61	2.91	79	41	117
Weissensee* Bayerisches Alpenvorland	803	1.292	25	13.5	17.4
Weissensee* — Kärnten	918	6.6	97	33	222
Weitsee (oder Wdzidzen-See) Pommersche Platte	133	15.6	55	—	—
Wener-See* — Schweden	44	6238	86	—	—
Wetter-See — Schweden	88	1964	126	—	—
Windermere* — England	40	14.79	67	23·8	347
Wocheiner* See — Krain	526	3.28	44.5	29·7	97.5
Wolfgangsee* — Salzkammergut	539	13.15	114	47·1	619
Wörtersee* — Kärnten	439	21.6	84	37	809
Wörth-See — Bayerisches Alpenvorland	560	4.49	34	—	—
Ylikitkakarvi — Finnland	207	219	9	—	—
Zeller- oder Irr-See* — Salzkammergut	553	3.47	32	15.3	53.1
Zellersee* — Pinzgau	750	4.7	69	37	174
Zierker See — Mecklenburger Platte	59	ca. 4	ca. 4	—	—
Zirknitzer See — Krainer Karst	555	56	5	ca. 2	105
Zuger See* — Schweiz	417	38.4	198	84	3210
Züricher See — Schweiz	409	89.3	143	44	3900

Die Maare der Eifel in ihren Tiefen- und Temperaturverhältnissen hat Dr. W. Halbfass untersucht[1]). Die noch heute

[1]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 149. Verhandlungen des naturhist. Vereins der Rheinlande 1897.

mit Wasser gefüllten Maare sind ausser dem Laacher See die drei Maare bei Daun, nämlich das Gemündener, Schalkenmehrer und Weinfelder Maar, das Pulvermaar bei Gillenfeld, das Holzmaar zwischen Gillenfeld und Eckfeld, das Meerfelder Maar bei Meerfeld und das Ulmener Maar bei Ulmen. Als neuntes Maar wäre noch anzuführen der Wanzenboden auf dem Mosenberge bei Manderscheid; dasselbe ist indes kaum 60 *a* gross, höchstens 2—3 *m* tief und in der Mitte zum Teil durch Schilf schon völlig zugewachsen, so dass es sicher in einigen Jahren dasselbe Schicksal haben wird wie das Hinkelsmaar, der nördlichste Krater des Mosenberges, der bei Follmann: »Die Eifel« in den Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde VIII, 3, p. 23 fälschlich noch mit Wasser gefüllt ist, in Wirklichkeit indes schon seit dem Jahre 1840 ausgetrocknet ist wie so viele andere Maare in der Eifel, die meist in der Nähe derjenigen liegen, die noch heutzutage wirkliche Seen sind.

Die Lotungen des Verf. wurden von ihm im Oktober 1896 vorgenommen und die Resultate zu Tiefenkarten der Maare verarbeitet.

»Das bei weitem grösste Maar ist der Laacher See, der mit seinem Areale von 3 312 000 *qm* 74%, also beinahe $^3/_4$ vom Gesamtareale aller Eifelmaare einnimmt. Gelegentlich der Herstellung eines Abzugsstollens in den Jahren 1842—1844 sank sein Niveau um ca. 6 *m*; seine jetzige Maximaltiefe beträgt 53 *m*, 2 *m* mehr, als die meisten Handbücher angeben, und befindet sich ziemlich genau in der Mitte, dem Nordufer etwas näher als dem Südufer. Am flachsten ist die Südostecke nach dem Niedermendiger Höhenrücken zu, am tiefsten die Nordostecke.

Vereinzelte Untiefen oder Mulden hat Verf. weder hier, noch in irgend einem andern Maare auffinden können, stets dacht sich der Boden kesselförmig nach allen Seiten zur Mitte ab. Die Böschung ist allerdings nach der Tiefe zu ungleichmässig, bei dem Laacher See ist sie am steilsten in der Tiefenstufe 10 bis 20 *m*; sie ist dort mit 13° 55′ $2^1/_2$ mal grösser, als sie im Mittel ist; die tiefstgelegene Stufe 50 bis 53 *m* zeigt durchschnittlich nur einen Böschungswinkel von $^1/_2$°, dem Laacher See kommt allein von den Maaren eine »Schweb« zu, wie sie am Bodensee sagen (plafond am Genfer See). Da sich seine grösste Tiefe zur Seite eines flächengleichen Quadrates wie 1 : 34 verhält, so stellt er sich als eine relativ flache Wanne dar, um so mehr, wenn man bedenkt, dass die seinem Rande unmittelbar aufgesetzten Vulkane, der Laacher Kopf (w) 459 *m*, der Veitskopf (n) 421 *m*, der Tellberg (s) 348 *m* und der Krufter Ofen (südöstl.) 468 *m*, sich beinahe 200 *m* über seinen Wasserspiegel erheben; ja der Roteberg, der nur wenig westlicher als der Tellberg liegt, übertrifft mit 235 *m* relativer Höhe die grösste Seetiefe um mehr als das Vierfache. Die vier zuerst genannten Berge besitzen zum Seeufer einen Neigungswinkel von resp. 13° 18′, 19° 57′, 8° 54′ und 11° 38′, der also beträchtlich grösser als die mittlere Böschung des Laacher Sees ist. In dieser Beziehung verhalten sich die übrigen Maare zum Teil ganz verschieden.

Nur noch das Meerfelder und, bis zu einem gewissen Grade, das Schalkenmehrer Maar sind annähernd so flach eingesenkte Wannen wie der Laacher See; die übrigen Maare, selbst das absolut genommen ziemlich seichte Holzmaar (21 *m*), stellen relativ bedeutende Bodensenkungen dar. Das Pulvermaar ist mit 74 *m* Maximaltiefe der tiefste See Deutschlands ausserhalb der Alpen; der zweittiefste See in den deutschen Mittelgebirgen, der Weisse See in den Vogesen, ist nur 60 *m*, der zweittiefste ausseralpine deutsche See, der Schaalsee bei Ratzeburg, nur 70 *m* tief. Nur der Bodensee, der Königsee, der Walchensee, der Starnberger- und der Ammer-

see sind noch tiefere deutsche Alpenseen; doch besitzt der letztgenannte nur die gleiche mittlere Tiefe wie das Pulvermaar (37.6 *m*). Die mittlern Böschungen der Maare erreichen durchweg sehr bedeutende Werte, bei dem Ulmener Maar sogar 21° 26′, d. h. einen höheren Betrag, als selbst der Königsee in Oberbayern, dessen mittlere Böschung nur 20° 5′ ist.

Bei allen Maaren liegt die grösste Tiefe ziemlich genau in der Mitte, bei dem Pulvermaare etwas mehr nach Südosten; bei dem Holzmaare ist die südwestliche Ecke so flach, dass sie im trocknen Sommer ganz ohne Wasser ist. Die meist auf allen Seiten gleichmässige Böschung steigt mit zunehmender Tiefe schnell an, wird dann langsamer weniger geneigt, um schliesslich dann in der tiefsten Schicht zu einem sehr kleinen Neigungswinkel herabzusinken, der bei dem Laacher See, dem Meerfelder, Weinfelder und Schalkenmehrer Maare unter einen Grad sinkt, während er bei dem Ulmener Maare mit 3° 29′ immer noch die mittlere Böschung des Bodensees (3°) übertrifft. Im einzelnen weichen die Böschungsverhältnisse der Maare untereinander wieder erheblich ab.

Von dem Gesamtvolumen aller Maare nimmt der Laacher See mit rund 107 Millionen *cbm* 81% ein, das Pulvermaar wegen seiner bedeutenden Tiefe mit rund 13 Millionen *cbm* 10%, während ihm nach seinem Flächenraum nur 8% zukämen; das Weinfelder Maar steht an dritter Stelle und überragt darin das an Fläche grössere Meerfelder- und Schalkenmehrer Maar; das geringste Volumen besitzt das Holzmaar, nämlich weniger als die Hälfte des nur etwas grösseren Gemündener Maares; an Volumen zwischen beiden steht das Ulmener Maar, welches den kleinsten Flächenraum einnimmt. Die grösste mittlere Tiefe (37.6 *m*) kommt dem Pulvermaare zu, dem der Laacher See mit 32.5 *m* zunächst steht; die geringste absolute wie relative Tiefe besitzt das Meerfelder Maar, (17 resp. 8.4 *m*).

Die Uferentwicklung nähert sich bei allen Maaren der Einheit, d. h. sie weichen in ihrer Gestalt von der kreisrunden nicht erheblich ab; am meisten thun dies noch der Laacher See und das Meerfelder Maar, während das Gemündener und das Pulvermaar sich der kreisförmigen Gestalt bereits sehr nähern; bei diesen beiden Maaren ist die grösste Länge nur um je 25 *m* grösser als die grösste Breite; ihnen zunächst steht das Weinfelder Maar, dessen Umfangsentwicklung den Betrag 1.052 erreicht.

Das Schalkenmehrer Maar, das einen Abfluss besitzt, war in östlicher Richtung früher bedeutend ausgedehnter; das Meerfelder Maar erfüllt nicht ganz die Hälfte eines grossen fast kreisrunden Kessels. Die südliche Hälfte wurde 1877—1880 durch Vertiefung des Abflusskanales entwässert und in Weideland umgewandelt; das Holzmaar besitzt sowohl einen Zu- wie einen Abfluss. Das Pulvermaar, das Weinfelder und das Gemündener Maar haben weder Zu-, noch Abfluss; ihre Ufer sind vollkommen geschlossene Wälle; auf der Südseite des Pulvermaares erhebt sich der halboffene, ganz isoliert gelegene Schlackenkrater des Römerberges, dessen höchste Spitze 65.2 *m* über seinen Spiegel emporragt, an Höhe also um 9 *m* hinter der grössten Tiefe des Maares zurückbleibt. Das Ulmener Maar, wohl der jüngste Krater, ist im Laufe der Zeit etwas kleiner geworden, denn während v. Dechen seine Grösse zu 6.9 *ha* angiebt, konnte Verf. auf Grund polarplanimetrischer Messungen auf dem Messtischblatte ihm nur 5.35 *ha* zubilligen. Auf seiner Nordseite durch den Kraterrand geschieden, an dem vor ca. 50 Jahren ein Teil des Ufers versank, dehnt sich ein 17 *ha* grosses, mit Wiesen und Moor bedecktes flaches Kesselthal aus, der »grosse Weiher« genannt. Eine Einsattlung am Kraterrande gegen Westen liess früher das zu hoch gestiegene Wasser des Sees durch die Dorfstrasse abfliessen; um dies zu vermeiden, ist jetzt ein Kanal durch den Südkrater geführt; das Ulmener Maar besitzt also nur einen künstlichen Abfluss.«

Die Temperaturbeobachtungen des Verf. sind nicht zahlreich genug, um allgemeine Schlüsse ziehen zu können. Eine Sprungschicht konnte jedoch in allen Maaren konstatiert werden, im Laacher See

ausserdem noch eine zweite Sprungschicht und ein schnelles Wandern derselben; sie lag im allgemeinen um so tiefer, je grösser die absolute Tiefe des Sees ist; ein bestimmtes gegenseitiges Verhältnis konnte aber nicht konstatiert werden.

Das Schalkenmehrer Maar ist in den höhern Schichten durchschnittlich wärmer als das gleichtiefe Holzmaar, in den tiefen Schichten ist dagegen letzteres wärmer, am Grunde sogar um 2°. Im Holzmaare bildeten die relativ ausgedehntern höhern Wasserschichten — bis 10 *m* 56 % des Areales, beim Schalkenmehrer Maare nur 40 % — ein besseres Wärmereservoir gegen die Kälteausstrahlung der rauhen Tage, die in der Eifel mit dem 10. Oktober einsetzten und am letzten Beobachtungstage, den 15., noch fortdauerten, als im Schalkenmehrer Maare, und daher hatten dort die tiefern Schichten ihre relativ höhere Wärme von den warmen Tagen vom 7.—9. Oktober noch beibehalten. Der Laacher See und das Weinfelder Maar besassen die gleiche Temperatur auch in der grössten Tiefe; das seichtere und kleinere Gemündener Maar war am Boden noch um 0.4° kälter, und das Pulvermaar, das fast doppelt so tief wie das Gemündener Maar ist, war auf dem Grunde nur um 0.2° kälter als dieses. Zum Vergleiche mit den Temperaturmessungen in den Eifelmaaren mögen die Beobachtungen dienen, die kaum 14 Tage später im Arendsee in der Altmark gemacht wurden [1]). Trotzdem inzwischen das rauhe Wetter angehalten hatte, war dort die Temperatur in 20 *m* Tiefe 10.2°, in 23 *m* 8.6°, in 25 *m* 7.0°, in 30 *m* 6.4°, in 45 *m* 6.0°, also in der Tiefe bedeutend höher als in der Eifel. Der Laacher See friert fast jedes Jahr meist Ende Januar auf rund 4—6 Wochen zu, das Gemündener Maar von Anfang Februar bis Mitte März, das Ulmener Maar, das vor Winden recht geschützt liegt, sehr oft schon im Dezember trotz seiner relativ recht bedeutenden Tiefe.

Die Entstehung der Alpenseen bildete den Gegenstand einer geologisch-geographischen Studie von Dr. L. Swerinzew [2]). Während die grossen Randseen des Alpengebietes jedem bekannt sind, haben nur wenige eine Vorstellung von der ungeheuern Anzahl kleiner und kleinster Seebecken des Hochgebirges, welche im Volksmunde vielfach als »Bergaugen« bezeichnet werden. Böhm hat allein in den Ostalpen deren 2460 aufgezählt, die kleinsten sogar nicht mitgerechnet. Je nach der wahrscheinlichen Entstehungsweise unterscheidet man mehrere Typen der Hochseen: Abdämmungsseen, Trichterseen, Einsturzseen, Auslaugungsseen, tektonische Seen u. s. w. Swerinzew kommt auf grund seiner Beobachtungen zu der Auffassung, dass die grössere Mehrzahl dieser Seen in Thalwegen liegende Flussseen sind, die durch Denudation bei der Thalbildung entstanden, und dies gilt nach ihm auch für die Mehrzahl der erloschenen Alpenseen. Die nicht zu

---

[1]) Siehe Petermann's Mitteilungen 1896. p. 173 ff.
[2]) Swerinzew, Zur Entstehung der Alpenseen. Petersburg 1896.

leugnende Form der Abdämmungsseen, der tektonischen Seen u. s. w. sind nach ihm nur zufällige sekundäre Erscheinungen des normalen Bildungsprozesses. Verf. sucht dies im einzelnen zu begründen, worüber auf das Original verwiesen werden muss. Schliesslich giebt er folgende Zusammenfassung:

Empirische Gesetze der Flussarbeit. Bei den Wasserläufen, beladen mit den Sinkstoffen, äussern sich u. a. zwei Effekte des mechanischen Einflusses auf die Sohle:

a) reibendes Vermögen (gleichmässige Abtragung), wenn die Stromrichtung (Resultierende der Geschwindigkeit) parallel der Sohle verläuft;

b) auskolkendes Vermögen (Beckenbildung) an den Stellen, wo die Soble einen stumpfen Winkel mit der Stromrichtung bildet.

Gletscherwirkungen auf die Sohle. Da der Gletscher bekannterweise sich wie eine zähflüssige Masse verhält, so hat er auch die Eigenschaften der Ströme, somit kann er auch nach den oben aufgestellten empirischen Gesetzen erodieren (d. h. reiben und auskolken). Die Erosionswirkung des Gletschers ist aber sehr gering, da er bei grosser Mächtigkeit eine sehr kleine Geschwindigkeit, besonders an der Sohle, hat.

Bildung der Seebecken und Querriegel. Durch die auskolkende Einwirkung des fliessenden Wassers werden an der Stossseite einerseits Seebecken (Wannen), anderseits Barrieren gebildet. Die Erosion geht hier Hand in Hand mit der Alluvion (Akkumulation). Die Modellierung der Barrieren auf der Leeseite ist der rückwärts wirkenden Flusserosion zuzuschreiben.

Die Grösse der Seebecken steht in gewisser Beziehung zu dem Flusse, der sie erzeugt hat. Der Rauminhalt der vorhandenen grossen Wannen, von welchen nur ein kleiner Teil durch den See eingenommen wird, lässt sich folgenderweise erklären:

a) durch wiederholtes Verlegen, besonders nach rückwärts, des Auskolkungszentrums im Laufe der Zeit;

b) durch Hand in Hand mit der Durchsägung der Barriere gehendem Auskolkungsprozess;

c) durch Denudation und

d) durch schwankenden Wasserstand.

Die Entstehung von Zirkus- oder Karseen im Zentrum der durch rückwärts wirkende Erosion gebildeten Trichter- oder Zirkusthäler lässt sich durch Wirkung der strömenden Bäche, resp. Gletscher erklären.

Die kleinen Landzungen, »Nasen«, aus den anstehenden Felsen, welche man bisweilen in den Seen findet, sind Überbleibsel der Querriegel. Die auf ihnen vorhandenen Ausschnitte erweisen sich als kleine verlassene Thalwege (Thaltorso).

Deshalb bezeugt das Vorhandensein solcher Vorsprünge (Nasen) in vielen Seen, dass die betreffenden Seebassins aus mehrern Wannen zusammengesetzt sind.

Die hier und da zerstreuten isolierten Hügel in Haupt- und Seitenthalwegen erweisen sich ebenfalls, wenn sie nicht stadiäre Moränen, oder Bergstürze, Schuttkegel sind, als Reste der ehemaligen Thalböden (höheres Niveau), resp. Querriegel.

Zur Klassifikation der Seen. Die gegenwärtige Klassifikation der Alpenseen bedarf einer sorgfältigen Revision, da hier oft die Nebenumstände die wahre Entstehungsart verdunkeln und somit zu falschen Schlüssen führen. Die Alpenseen, durch Abdämmung verschiedener Art gebildet, sind (in den krystallinischen Gebirgen) relativ spärliche, sekundäre Erscheinungen. Die meisten dort zerstreuten Bergseen sind ihrer Entstehung nach Glieder der Flusssysteme (Fluss- und Zirkusseen), da sie in Thalwegen liegen und durch Erosion des Flussstromes entstanden sind.

Obersee, Niedersee, Oberblegisee im Glarnerlande, Gelmersee im Haslithale — sind eigentlich keine Trichterseen im Sinne der Baltzer'schen Theorie, sondern recht typische Thal-, resp. Flussseen, da die vorkommenden Trichter ganz sekundäre, zufällige Erscheinungen bei ihnen sind.

Die Seen im Dioritrücken bei Ivrea (Italien, Piemonte) sind nicht der glazialen Erosion, sondern der Flusserosion (Dora Baltea) zuzuschreiben.

Der Starnberger See, über dessen Entstehungweise die Ansichten der Geologen noch immer weit auseinander gehen, ist von W. Ule in bezug auf seine morphologischen und geophysikalischen Verhältnisse untersucht worden[1]. »Das geologische Bild der Umgebung des Starnberger Sees erhält seine hervorstechendsten Züge durch die Ablagerungen des Diluviums, die auch die Bodengestalt bestimmen. Auf der West-, Ost- und Nordseite des Sees umrahmen mächtige Moränenwälle die Wasserfläche. Es sind die Endmoränen der letzten Vergletscherung, des Isargletschers, welche ein typisches Amphitheater bilden, das v. Ammon als das Würm- oder Leutstettener Amphitheater bezeichnet. Die Moränen geben der Landschaft das charakteristische Aussehen, das wir überall wiederfinden, wo solche Schuttablagerungen auftreten. Es ist ein hügelreiches Gebiet mit vielen abgeschlossenen Bodensenken, die oft mit Wasser oder Moor erfüllt sind. Im Profil zeigt die Oberfläche meist sanfte Formen, sie ist noch nicht von der Kraft des fliessenden Wassers umgearbeitet, trägt vielmehr überall einen mehr jungfräulichen Charakter. In dieser Hinsicht gleicht die alpine Moränenlandschaft ganz der norddeutschen.

Seit der jüngsten Eiszeit ist das Seethal und seine Umgebung wenig umgestaltet. Es fehlte dazu das fliessende Wasser. Nur verhältnismässig kleine Bäche münden in den See, und auch der Abfluss, die Würm, ist kein wasserreicher Fluss, der in grösserem Um-

[1] Hettner's Geogr. Zeitschrift 1897. 3. 10. Heft. p. 545 u. ff.

fange erodierend hätte wirken können. Jüngere Bildungen grösserer Ausdehnung beobachten wir nur am obern und untern Ende des Sees. Bei Seeshaupt und Ambach liegen mächtige Schotterablagerungen, die sich durch ihre Schichtung deutlich als eine Deltabildung erweisen. Sie ragen um 6—8 *m* über den jetzigen Seespiegel empor und geben uns damit kund, dass dieser einst um soviel höher gelegen haben muss. Vermutlich ist der See durch tieferes Einschneiden der Abflussrinne erniedrigt worden. Am untern Ende, zwischen Starnberg und Leutstetten, ist das Becken mit diluvialem Schutte ausgefüllt, auf dem sich zum Teil grosse Moore gebildet haben.

Aus den geologischen Thatsachen zieht nun Penck den Schluss, dass der Starnberger See glazialen Ursprunges sei.

Einen ersten Beweis dafür erblickt er in dem räumlichen Zusammenfallen der alpinen und voralpinen Seen mit dem diluvialen Glazialgebiete. Das ist allerdings eine auffallende Erscheinung; aber sie beweist an sich nichts für die Art der Entstehung der Seen, sie lehrt nur, dass von Gletschern bedeckt gewesene Gebiete reich an Seen sind. Jedenfalls berechtigt sie uns nicht zu dem Schlusse, dass alle im Diluvialgebiete vorhandenen Becken durch die Erosion des Gletschers gebildet sein müssen. Die Fülle an Seen erklärt sich weit ungezwungener aus dem geringen Alter dieser Glazialbildungen, die überdies infolge ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrer Oberflächengestalt wenig vom fliessenden Wasser bearbeitet werden konnten. Das fliessende Wasser ist aber eine der wichtigsten Ursachen für das Verschwinden stehender Gewässer, während das fliessende Eis dagegen ihre Bildung zu begünstigen scheint.

Weiter liefert dann Penck den Nachweis, dass der Würmsee ebenso wie der benachbarte Ammersee ein Erosionssee ist. Für die Annahme eines tektonischen Ursprunges der Senkung liegt keinerlei Anhalt vor.

Die Richtigkeit dieser Behauptung wird niemand bestreiten wollen. Fraglich aber bleibt, welche Kraft die Erosion ausgeübt hat. Nach Penck kann nur die erodierende Kraft des Eises in Betracht kommen.«

W. Ule hält dies jedoch keineswegs für völlig erwiesen und meint, ein Gegner der Glazialerosion werde durch sie nicht überzeugt, wie auch Albert Heim nur die Möglichkeit davon zugegeben hat. Die Tiefenlotungen Geistbeck's in den achtziger Jahren ergaben eine einfache Mulde, die den Forderungen Penck's entspricht, allein Ule hat zahlreichere und genauere Messungen angestellt, welche ein wesentlich anderes Resultat zu Tage förderten. Zunächst ist das Becken nahezu um 8 % tiefer, als Geistbeck gefunden, dann ist auch das Relief des Seebodens weit mannigfaltiger gestaltet. »Es ist durchaus keine einfache Mulde, vielmehr verlaufen die Isobathen in zahlreichen Windungen, welche Unebenheiten des Grundes andeuten. In dem obern Teile erhebt sich sogar mitten im Becken

ein 30 *m* hoher Hügel. Sodann senkt sich der Boden auch nicht gleichmässig zur Tiefe, sondern fällt in terrassenförmigen Absätzen ab. In dieser Hinsicht gleicht das Relief ganz dem der Seeumgebung. Die Gleichheit der Formen ist geradezu überraschend. An der Westseite erhebt sich das Land genau in denselben Terrassen. Diese sind deutlich als echte Moränenwälle zu erkennen. Wir dürfen danach schliessen, dass auch jene Absätze unter Wasser Moränenwälle sind, die parallel zum Ufer sich hinziehen. Der Gletscher hat also bis zu seinem letzten Abschmelzen das Becken ausgefüllt. Als er dann allmählich abschmolz, lagerte er kein Schuttmaterial mehr ab; sonst müssten wir auch quer durch das Thal solche Rücken als Endmoränen finden. Davon hat sich aber keine Spur gezeigt. Dass dieselben etwa durch spätere Wassererosion wieder abgetragen sein könnten, ist völlig ausgeschlossen. Auch jener Hügel im obern Teile des Sees hat auf dem Lande zahlreiche Seitenstücke. Dort sind sie ganz zweifellos Moränenbildungen, die also auch im Seegrunde in gleicher Weise erfolgten.

Daraus ergiebt sich aber, dass der diluviale Gletscher das ganze Gebiet oberhalb wie unterhalb gleichmässig mit seinem Schutte überkleidete, mithin überall eher aufschüttend wie ausräumend thätig war. Er muss sich den vorhandenen Bodenformen völlig angeschmiegt haben, was ja auch daraus hervorgeht, dass er den lockern Niederterrassenschotter unter sich liegen liess. Die vorhandene Bodenform aber war das Thal der Gewässer, welche dem Gletscher selbst entströmten.

Wenn man daraufhin die Gestalt des Beckens betrachtet, so wird diese in der That vollkommen verständlich. Das Becken zeigt durchaus die Form eines tiefen Thales, wie wir sie heute noch von Wasser durchflossen zahlreich in der oberdeutschen Hochebene finden. Es erklärt sich auch die Teilung des Beckens nach dem obern Ende. Hier liegen zwei Thäler vor, die sich dann zu einer engen Rinne im untern Ende des Sees vereinen. Diese nimmt der Breite nach etwa die Hälfte des Beckens ein. Von einem ebenen Boden, der etwa dem Schweb im Bodensee entspricht, erhebt sich der Grund nach beiden Seiten in ausserordentlich steiler Böschung. Auf der Ostseite steigt er unmittelbar zum Ufer auf, das selbst wieder als steiles Gehänge erscheint, auf der Westseite wird die Böschung in ihrer Neigung durch jene terrassenförmigen Absätze unterbrochen. Die Rinne liegt demnach nicht in der Mitte, sondern nahe dem Ostufer, was auch für die rezenten Thäler der Hochebene charakteristisch ist.

Die gegebenen Thatsachen genügen vollkommen, um klar zu legen, dass auch die Beckenform des Starnberger Sees nicht für einen Ursprung durch Glazialerosion spricht. Es liegt keineswegs eine einfache Mulde vor, wie sie nach Penck auch bei Reexkavation zu erwarten sein müsste. Das Becken erscheint vielmehr als das Stück eines Thales, das abwärts durch Aufschüttung abgedämmt

ist. Die Aufschüttung erfolgte am Ende des Gletschers durch dessen Endmoräne; der Gletscher selbst füllte das obere Thal aus und überdeckte auch die Gehänge. Im allgemeinen ist das Thal in seiner ursprünglichen Form erhalten geblieben; denn das Relief ruft wie die meisten alten Glazialböden mehr den Eindruck der Konservierung der Bildungen voraufgegangener Wassererosion als das Gegenteil hervor. Jedenfalls darf der Bodengestalt nach der Würmsee nicht mehr als ein typischer Glazialsee angesehen werden, wenn anders nicht die Anhänger der Glazialerosion dem Gletscher auch die Schaffung eines stark undulierten Terrains zuerkennen wollen. Für die Entstehung des Sees durch Glazialerosion sprechen somit weder die geologischen, noch die morphologischen Verhältnisse. Ein Erosionssee liegt aber, wie auch Penck dargethan hat, zweifellos vor; die Erosion muss demnach durch das fliessende Wasser bewirkt sein, und zwar zum Teil durch das, das dem anwachsenden Gletscher selbst entströmte, das noch mächtig genug war, um in den untern Glazialschotter und in das Tertiär hinein eine tiefe Thalfurche zu graben.«

Die physikalischen Untersuchungen des Würmsees durch Ule erstrecken sich auf Farbe, Durchsichtigkeit und Temperatur des Wassers. Mit Forel ist Ule der Ansicht, dass die grüne Farbe durch Beimengungen von Humussäuren hervorgebracht wird. »Diese werden durch die zufliessenden Gewässer, deren Ursprung zum überwiegenden Teile in Mooren liegt, dem See zugeführt. Naturgemäss haben die Gewässer im Sommer während der Vegetationszeit in viel erheblicherem Masse solche Beimengungen als im Winter. Infolgedessen ist auch das Wasser des Sees im Sommer entschieden grüner oder besser braungrüner gefärbt als im Winter, wo ein blauerer Farbenton sich zeigt.

Durch den bräunlichgrünen Farbenton seines Wassers unterscheidet sich der Starnberger See sehr von den eigentlichen Alpenseen, welche, soweit Beobachtungen vorliegen, sämtlich blaues oder blaugrünes Wasser haben. Es reiht sich hierin der See mehr den baltischen Gewässern an, deren Wasser oft vollkommen braun gefunden wurde, da die Farbe seines Wassers wenigstens im Sommer gerade auf der Grenze zwischen der von Forel für die Alpen und der vom Verf. nach den Beobachtungen im norddeutschen Flachlande konstruierten Skala liegt. Es scheint danach, als ob Gebirgs- und Flachlandseen sich auch ihrer Wasserfarbe nach unterscheiden lassen. Jedenfalls deuten braungrün gefärbte Wasseransammlungen immer auf benachbarte Sümpfe und Moore.«

»Mit der Farbe des Wassers scheint seine Durchsichtigkeit in gewissem Zusammenhange zu stehen, indem das Überwiegen des Blau mit grösserer Klarheit des Wassers zusammenfällt. Die Durchsichtigkeit wurde mit Hilfe der Secchi'schen Scheibe bestimmt. Es handelt sich demnach nur um die Lage der Sichtbarkeitsgrenze dieser weissen Scheibe, d. h. also um die Tiefe, bei welcher die

versenkte Scheibe verschwindet. Die Grenze des Lichteindringens selbst konnte bisher noch nicht ermittelt werden, da ein geeignetes Instrument für diese Beobachtung fehlte.

Die Sichtbarkeitsgrenze lag während des Jahres 1894 im März bei 13.5 *m*, im Mai bei 6.75 *m*, im August bei 3.5—4.2 *m*, im September bei 4.8 *m* und im Oktober bei 5.9 *m*. In den andern Jahren, in denen Messungen vorgenommen wurden, zeigten sich dieselben Änderungen in der Lage. Danach ist also die Durchsichtigkeit im Sommer am geringsten, im Herbste nimmt sie etwas zu. Für den Winter selbst liegen keine Beobachtungen vor. Die Märzbeobachtung lehrt aber, dass in der kalten Jahreszeit das Wasser ganz erheblich klarer wird. Die sommerliche Trübung wird wohl in erster Linie durch organische und anorganische Beimengungen verursacht werden. Aber es dürften vielleicht auch die thermischen Verhältnisse von Einfluss sein, da die Änderung in der Durchsichtigkeit sich der der Temperatur im Laufe des Jahres anpasst.

Um ein Urteil über die Bedeutung der obigen Werte zu erhalten, mögen die Wahrnehmungen am Genfer See und am Bodensee zum Vergleiche herangezogen werden. Der Würmsee liegt hinsichtlich der Durchsichtigkeit zwischen beiden; in dem klaren Genfer See verschwindet die weisse Scheibe im März erst bei 16 *m*, im September bei 5 *m*, im trüben Bodensee im März bei 7 *m*, im August bei 4.5 *m*.

Mit besonderer Sorgfalt wurden die Untersuchungen der thermischen Verhältnisse im Starnberger See durchgeführt. Das gewonnene Material umfasst gegen 1000 Temperaturmessungen. Es würde noch umfangreicher sein, wenn die Witterungsverhältnisse besser gewesen wären.

Die Beobachtungen erstrecken sich vorwiegend auf Tiefentemperaturen, die in der Form sogenannter thermischer Lotungen gewonnen wurden. Oberflächentemperaturen sind nicht besonders gemessen worden, da diese nur Wert haben, wenn sie in längern Reihen vorliegen. Dazu fehlte aber Zeit und Gelegenheit. Die Tiefentemperaturmessungen bestätigen im allgemeinen die bereits andern Ortes gemachten Wahrnehmungen. Die thermischen Verhältnisse gestalten sich danach so wie in all den alpinen Seen, die ähnlich gelegen sind und für die Beobachtungen vorliegen.

Die Messungen erstrecken sich auf die Zeit von März bis Oktober. Für die Art der Wärmeverteilung im Laufe des Jahres ergiebt sich daraus folgendes. Im Winter liegen die warmen Wassermassen von etwa 4° unten, die kalten unter 4° oben. Im Frühjahre tritt dann eine Zeit ein, wo die ganze Wassermasse von oben nach unten annähernd gleiche Temperatur aufweist. Aus der verkehrten Schichtung, wie Forel den winterlichen Zustand bezeichnet, kommen wir dann in die rechte Schichtung, wo das warme Wasser als das leichtere oben liegt. Die tiefern Schichten, etwa von 60 *m* an, zeigen eine konstante Temperatur von 4° C. Der Würmsee

gehört somit nach Forel den Seen des gemässigten Typus an und unter diesen den gemässigten warmen Seen; denn die rechte Schichtung übertrifft die verkehrte erheblich an Dauer.

Mit Beginn der rechten Schichtung stellt sich auch jene eigentümliche Erscheinung der sprungweisen Abnahme der Temperatur mit der Tiefe ein, welche in ihrer vollen Schärfe zuerst von Richter für den Wörthersee in Kärnten und gleichzeitig von Hergesell und Langenbeck für den Weissen See im Wasgau festgestellt wurde. Richter hat die Schicht, innerhalb welcher sich diese Temperaturänderung vollzieht, treffend als thermische Sprungschicht bezeichnet.

Die Messungen im Würmsee ergaben eine starke Veränderlichkeit der Sprungschicht. Im Laufe des Jahres zeigte sich ein allmähliches Vorschreiten derselben nach der Tiefe, was mit den andern Ortes gemachten Wahrnehmungen vollkommen in Einklang steht. Wählen wir hierfür das Jahr 1894, so fehlte in der Märzbeobachtung die Sprungschicht noch ganz. Im Mai war sie nur schwach ausgebildet, sie lag noch sehr nahe der Oberfläche zwischen 2.5 und 5.0 *m*. Im August trat sie dann sehr deutlich hervor, begann aber erst in einer Tiefe von 10.0 *m*. Mit der Abkühlung der obern Wasserschichten senkte sie sich im September auf 12.5 *m* und im Oktober sogar auf 15.0 *m*. Für den Winter liegen keine Messungen vor; man kann aber annehmen, dass unter weiterer oberflächlicher Abkühlung die Lage der Sprungschicht immer tiefer gerückt ist, bis schliesslich die Temperaturabnahme so weit vorschritt, dass verkehrte Schichtung eintrat. Die im Laufe der Jahre 1895 und 1896 vorgenommenen Messungen ergaben die gleichen Resultate.

Diese Lagenänderungen der Sprungschicht bestätigen vollkommen die von Richter gegebene Erklärung der Erscheinung, wonach wir sie zu betrachten haben als die Grenzschicht der sogenannten Konvektionsströmungen, also jener vertikalen Bewegungen innerhalb der obern Wassermassen, welche durch die der täglichen Erwärmung folgende nächtliche Abkühlung hervorgerufen werden. Vor allem ersieht man aus dem Tieferrücken der Sprungschicht während des Herbstes, dass die direkte Besonnung nur wenig Einfluss auf ihre Ausbildung haben kann. Auch zu dem Gange der Lufttemperatur steht sie in keinem unmittelbaren Zusammenhange. Ebenso darf man die Sprungschicht keineswegs als die Grenze des Eindringens der Sonnenstrahlen ansehen, da diese zweifellos im Sommer weit tiefer liegt, und ausserdem in benachbarten Seen gleiche thermische Zustände bestehen müssten, was aber nach zahlreichen Beobachtungen an andern Seen nicht der Fall ist.

Die Richter'sche Theorie erklärt aber nur das Werden der Sprungschicht, giebt jedoch keinen Aufschluss über die Ursache ihrer verschiedenen Lage. Auf diese haben, wie es scheint, eine ganze Reihe von Faktoren Einfluss; die Wirkung der Konvektionsströme wird bald geschwächt, bald verstärkt je nach den Witterungsverhältnissen, der Gestalt des Seebeckens, der Art der Speisung des

Sees u. s. w. Daraus erhellt auch die grosse Mannigfaltigkeit in der Lage der Sprungschicht in ein und demselben See, wie sie die zahlreichen thermischen Lotungen im Würmsee dargethan haben.

Die Sprungschicht ist nach denselben etwas sehr Veränderliches, sie erhebt oder senkt sich oft innerhalb weniger Tage um Meter. Eine Folge davon mag es auch sein, dass sie keineswegs als eine von ebenen Flächen begrenzte Schicht auftritt. Bei Messungen an verschiedenen Stellen des Sees an ein und demselben Tage zeigten sich für gleiche Tiefe Temperaturunterschiede von 1—1.5°. Vermutlich sind die Bathoisothermen in der Nähe der Sprungschicht in fortwährender Bewegung auf- und abwärts, denn häufig ergaben die an einem Orte wiederholten Beobachtungen verschiedene Resultate, die durchaus nicht Folgen ungenauer Beobachtung oder der Unzuverlässigkeit des Thermometers sein konnten.

Im Starnberger See ergaben die Beobachtungen im südlichen Teile im allgemeinen eine Neigung der Sprungschicht von Westen nach Osten. Da nun die Gestaltung des Beckens wie auch der Aufbau des Ufers im Westen und Osten des Sees ganz verschieden ist, so drängt sich die Vermutung auf, dass in diesen morphologischen Thatsachen der Grund für die ungleiche Art der Erwärmung liege. Aber der Umstand, dass zugleich auch die Speisung des Sees auf der Westseite eine ganz andere, viel reichhaltigere, als auf der Ostseite ist, führte den Verf. auch auf den Gedanken, dass an dem Werden der Sprungschicht auch die Temperatur der zufliessenden Wassermengen beteiligt ist. Im September 1893 wurden darum sämtliche Zuflüsse gemessen. In den zahlreichen kleinen Bächen fanden sich meist 10—12°, nur in einzelnen langsamer fliessenden Gewässern stieg die Temperatur auf über 13°. Die Sprungschicht lag nach der gleichzeitig ausgeführten thermischen Lotung zwischen 16 und 10°. Dieses Zusammenfallen der Temperatur der untern Grenze der Sprungschicht mit der der meisten Zuflüsse und annähernd auch mit der des Grundwassers ist auffallend und berechtigt wohl zu der Annahme, dass hier ein ursächlicher Zusammenhang besteht.

Unterhalb der Sprungschicht zeigte das Wasser während des Jahres nur wenig Wärmeänderung, oberhalb derselben stellen sich dagegen ausserordentlich häufige Wechsel ein. Die Temperatur nimmt innerhalb dieser obern Massen bald zu, bald ab. Diese Wärmeänderung verteilt sich aber nicht immer gleichmässig auf die ganze Wassermasse oberhalb der Sprungschicht, sondern innerhalb derselben traten nicht selten neue Sprungschichten auf von geringerem Betrage, aber deutlich ausgebildet. Ende August 1894 wurde so in der Tiefe von 5 *m* eine zweite Sprungschicht bemerkbar. Diese Erscheinung bestätigt die Richter'sche Theorie. Denn nach derselben müssen sich Sprungschichten stets neu bilden, sobald eine besonders starke Erwärmung an der Oberfläche durch starke Besonnung und hohe Lufttemperatur stattgefunden hat.«

Der Peipus-See (oder Tschudische See der Russen) ist von J. B. Schindler und A. v. Sengbusch im Auftrage der Kais. Russ. Geogr. Gesellschaft während des Sommers 1895 untersucht worden[1]). Das gesamte, 3200 Quadratwerst umfassende Seebecken zerfällt in zwei Teile: im Norden der grössere eigentliche Tschudische See, von den Deutschen der Ostseeprovinzen »Peipus-See« genannt, im Süden der Pskowische See, zwischen beiden die schmale, inselreiche Wasserstrasse des Tjeploje Morje, des »Warmen Sees,« welcher nördlich durch die Insel Pirisar, südlich durch die Insel Sallo abgeschlossen wird. Die Ufer des Tschudischen Sees sind sehr flach; überall liegt feinkörniger Sand zutage, den an wenigen Stellen poröse Lehmschichten durchsetzen. Die Uferränder sind daher wenig widerstandsfähig, nur im Norden ist Dünenbildung vorherrschend. Die einzige höhere Stelle befindet sich am Nordwestufer, wo der »Rote Berg« sich auf 40 Fuss (12.2 *m*) über den Seespiegel erhebt. Wiesen sind im Thale der Embach und der Welikaja vorhanden; letztere, der Zufluss des Sees von Süden her, fliesst zwischen Pskow und dem See zwischen 50 Fuss hohen Rändern. Die Seeufer tragen Strandhafer und dürre Kiefernwaldungen: ganz das Bild des öden Innern von Esthland und Ingermanland. Die Verfasser haben zahlreiche Tiefenmessungen vorgenommen und die grösste Tiefe auf 50 Fuss = 15.2 *m*, die mittlere Tiefe der Fahrrinne auf 24.6 Fuss = 7.2 *m* ermittelt: eine für die bedeutende Ausdehnung des Seebeckens geringe Tiefe. Nach genauen Untersuchungen und Erhebungen bei den Anwohnern ergab sich, dass der See allerdings im Laufe einiger Jahrzehnte seinen Wasserspiegel gehoben hat. Namentlich war diese Erscheinung im Thale der Embach erkennbar, wo noch vor 20 Jahren lohnender Wiesenbau getrieben wurde, während jetzt bis auf 20 Werst vom See flussaufwärts ein breiter Sumpfstreifen sich hinzieht, welcher nicht von der Embach, sondern vom See sein Wasser erhält. Zwischen den Orten Reppin und Meks am Sund zwischen den beiden Seebecken ist die Versumpfung trotz der Bemühungen der Anwohner in 35 Jahren um volle vier Werst landwärts fortgeschritten. Der Umfang der Sandinsel Pirisar, welcher nach der Aufnahme von 1866 $11^3/_4$ Werst betrug, ist nach der Verfasser Messungen heute auf 10 Werst zurückgegangen. Schliesslich sind die Waldungen beim Dorfe Sirenez am Austritte der Narowa aus dem See durch Flugsand auf weite Strecken eingegangen; das Hochwasser von 1844 wird an dieser Stelle durch den mittlern Wasserstand der Sommermonate erreicht. Die Zunahme der Oberfläche des Sees ist übrigens keineswegs überall am ganzen Umfange desselben beobachtet worden, vielmehr beschränkt sie sich auf die West- und Nordküste, was die Verfasser aus der Wirkung des fast immer herrschenden Südwest-

---

[1]) Iswestija der Kais. russ. Geogr. Ges. 22. Heft 4. p. 229. In russischer Sprache. Bericht darüber im Litteraturbericht zu Petermann's Mitteilungen 1897. Nr. 302, woraus oben der Text entnommen.

windes erklären. Die sehr niedrigen Ufer sind der zersetzenden Thätigkeit der Stauung des Sees ausgesetzt, welche einseitig auf die wenig widerstandsfähigen Lehmschichten wirkt.

Der Karabugas-Busen des Kaspischen Meeres wurde von Prof. Nik. Andrussow geschildert[1]). Der Name Karabgas bezeichnet nur die Meerenge und bedeutet so viel als »schwarze Mündung«. Der Busen selbst wird Adschi-darja, d. h. Salzwasser, genannt. Dieser Busen gilt als Muster der Jetztzeit für die marine Ablagerung von Salz, doch ist derselbe nur höchst oberflächlich bekannt, und auch die Reise des Prof. Andrussow führt diesen, infolge ungünstiger zufälliger Umstände, nur auf die grosse Landzunge, welche den Busen vom Kaspischen Meere trennt. »Der Adschi-darja,« sagt er, »hat ein Areal von ca. 15500 *qkm*, seine grösste Tiefe ist unbekannt. In der Nähe der Küste fand Sherebzow schon Tiefen bis 6 Faden. Das Wasser ist sehr salzig. Nach einigen Messungen, die P. Maximowitsch (Winter 1895) und Verf. (im Juni 1895) ausführen konnten, erreicht die Konzentration des Wassers an der Oberfläche 16 bis 17° Beaumé, aber kaum mehr. Wir haben auch unter Umständen, wo man die grösste Konzentration erwarten könnte, nie mehr als 17° Beaumé gemessen.

»Alle Beobachtungen überzeugen mich, dass der Salzgehalt des Karabugas-Busens noch keineswegs einen für die Kochsalzausscheidung genügenden Grad erreicht hat. Welchen Konzentrationsgrad das Wasser in den noch unerforschten grössern Tiefen vor dem Karabugas besitzt, ist noch unbekannt.

Im Winter scheidet sich während des Frostes an ganz flachen Uferstellen Glaubersalz aus. Reichliche Ablagerungen von Gips sollen sich sowohl in der Tiefe wie auch an der Küste niederschlagen. An der Küste bildet er sich überall, sobald die Stelle nicht zu nahe der Meerenge liegt, bald als eine weisse Kruste, bald mit Sand gemengt, welcher in diesem Falle hart wie Stein wird. In grossem Massstabe geht diese Gipsbildung an dem ganz flachen Ufer der karabugasischen Landzungen vor sich. Das Niveau des Wassers scheint innerhalb eines Jahres regelmässig zu schwanken, es steigt im Winter und fällt im Sommer. Der Unterschied zwischen dem Hoch- und Niederwasser soll etwa 4—5 Fuss erreichen. Das Sinken des Wasserspiegels entblösst, ähnlich wie die Ebbe, breite, flache Küstenstrecken. Sie sind gewöhnlich von schwärzlichem Sande mit isoliert darauf liegenden Schalen von Cardium edule L. gebildet und stellenweise durch Geröllstreifen, die mit der Küste parallel laufen, unterbrochen. Hier und da sieht man auf dem Sande Haufen und Felder ganz merkwürdig gestalteter Konkretionen, die bei näherer Betrachtung als mit Gips verkitteter Sand sich erweisen. Die Entstehung dieser Konkretionen ist folgendermassen zu erklären:

[1]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 25 u. ff.

Während des Winters, wenn der Sand unter dem Wasser liegt, bedeckt er sich mit Wellenspuren, die der sich niederschlagende Gips verfestigt, und die, wie man noch an frischen Stellen sehen kann, auch auf dem entblössten Strande sich erhalten. Regen und Wind lockern aber ihre Kruste und verwandeln sie in merkwürdig gestaltete lose Anhäufungen. An andern Stellen fand eine reichlichere Ausscheidung von Gips statt; hier sehen wir schon eine weisse, reine Gipskruste, die mitunter auch Wellenspuren an sich trägt, und die sich grösstenteils infolge späterer chemischen Veränderungen blasenförmig wölbt.«

Wahrscheinlich ist dieser Meerbusen keineswegs von Organismen entblösst, sondern besitzt, nach den Erfahrungen Andrussow's, eine ziemlich mannigfaltige Organismenwelt. »Die Meerenge, welche den Adschi-darja-Busen mit dem Kaspischen Meere verbindet, ist ein enger (100—500 *m*) Kanal, welcher jetzt eine Länge von etwa 5 *km* besitzt. Die erste genaue Karte stammt von Sherebzow und wurde im Jahre 1848 publiziert. Ein Vergleich dieser Karte mit der neuesten (von Iwaschintzew, 1864) und mit den von Maximowitsch gemachten Skizzen zeigt, dass binnen 47 Jahren grosse Veränderungen stattgefunden haben. Die Meerenge ist während dieser Zeit länger geworden, die Inselchen, die am nordöstlichen Ende lagen, haben sich vergrössert und miteinander sowie mit den neugebildeten verschmolzen, das Bett des Fahrwassers hat sich zweimal verlegt u. s. w. Mit einem Worte: die Karabugas-Meerenge hat ganz und gar alle Eigenschaften eines kurzen Flusses und baut, wie ein Fluss, ein Delta im Adschi-darja.

Diese Erscheinung hängt damit zusammen, dass das Wasser in der Meerenge immer in einer und derselben Richtung aus dem Kaspischen Meere in den Adschi-darja-Busen strömt. Diese Strömung war schon lange bekannt; Karelin hat zuerst Strommessungen gemacht, dann Sherebzow; ausgedehnte Messungen sind mehrere Male während der Expedition von Iwaschinzew zur Herstellung der Karte des Kaspischen Meeres, so in den Jahren 1857, 1864 und 1874, ausgeführt worden.

Als Ursache dieser beständigen Strömung betrachtete man zuerst das Vorhandensein eines unterseeischen Abgrundes, durch welchen das Kaspische Wasser mittels unterirdischer Kanäle in den Nordischen Ozean oder sonstwohin abfliessen sollte.

Jetzt zweifelt wohl niemand daran, dass die Ursache der Strömung in der Karabugas-Meerenge im trocknen Klima der östlichen Gestade des Kaspischen Meeres liegt. Der Adschi-darja-Golf nimmt keine Flüsse, keine Bäche auf, und nur temporäre Wasseradern führen ihm im Winter etwas Süsswasser zu. Das Sammelbecken des Adschi-darja ist auch kein bedeutendes. Ausserdem muss die Verdunstung sehr gross sein.

Viel günstiger sind die Wasserverhältnisse des grossen Nachbars des Adschi-darja, des Kaspischen Meeres. Wohl ist die Ver-

dunstung in seiner östlichen Hälfte nicht geringer als im Adschi-darja-Busen, auch sind hier (von der Emba bis zum Atrek) keine bedeutenden Süsswasserzuflüsse bekannt. Aber das Sammelbecken des Kaspischen Meeres ist sehr gross. Diese Ungleichheit der Wasserzufuhr muss eine Niveaudifferenz zwischen dem Kaspischen Meere und dem Adschi-darja-Busen erzeugen, und zum Ausgleiche dieser Differenz entsteht eine Strömung.

Die jährliche Wassermenge, welche durch diese Strömung dem Karabugas zugeführt wird, schätzt man sehr verschieden, je nach den beobachteten Werten der Strömungsgeschwindigkeit. So berechnet sie Karelin zu 750000 Kubik-Saschen (7.3 Mill. *cbm*) pro Stunde, K. E. v. Baer nur zu 200000 Kubik-Saschen (1.95 Mill. *cbm*). Nach den im Jahre 1859 von Leutnant Starizky ausgeführten Messungen soll sie 384000 Kubik-Saschen (3.73 Mill. *cbm*) betragen.

Man behauptete, dass die Strömung auch im Winter ihre Richtung bewahre und sich sogar nicht verlangsame (Philippow). Die Beobachtungen, welche Maximowitsch im Winter 1894—1895 in der Meerenge angestellt hat, haben bestätigt, dass die Strömung wirklich auch im Winter nie aufhört, weder an der Oberfläche, noch in der Tiefe. Ein starker Wind aus dem NO-Viertel kann die Oberflächenströmung sehr verlangsamen, doch übt er keinen Einfluss auf die Tiefenströmung. Diese Schwankungen hängen von den Veränderungen der Niveaudifferenz zwischen dem Kaspischen Meere und dem Adschi-darja ab.«

Bezüglich der Vorgeschichte des Karabugas-Busens kommt Prof. Andrussow zu folgenden Ergebnissen: »Das Vorhandensein einer aus dem aralokaspischen Kalksteine bestehenden Unterlage unter der ganzen Landzunge, die scharf ausgeprägte falsche Schichtung dieses Kalkes und die Zusammensetzung desselben aus Muschelfragmenten und feinem Muscheldetritus überzeugen uns, dass die Landzunge noch während der quaternären Zeit als unterseeische Bank bestand. Diese bildete sich unter der Einwirkung der Strömung und des Wellenschlages an beiden äussern Ecken eines breit offenen aralokaspischen Adschi-darja-Busens. Ein freier Wasseraustausch gestattete dann nur kleine Salzgehaltsunterschiede, und deshalb wurde der Busen während der Quaternärzeit von gewöhnlichen kaspischen Organismen bevölkert. Das allmähliche Sinken des Niveaus des Kaspischen Meeres verursachte das Blosslegen der Bänke, die schon teilweise erhärtet waren, und diese Inseln und Riffe dienten als Stützpunkte für die Bildung enger Landzungen, welche den Adschi-darja-Busen vom Kaspischen Meere abzutrennen strebten. Mit dem Engwerden des Einganges wurde der freie Wasseraustausch immer mehr verhindert, die Salinität des Busens infolge des immer trockener werdenden Klimas und günstiger topographischer Verhältnisse wurde immer bedeutender, bis endlich der Kanal so eng und seicht geworden war, dass die Gegenströmung aufhören musste. Von diesem Moment ab musste der Salzgehalt

rasch zunehmen. Zu gleicher Zeit starben die kaspischen Organismen allmählich aus, und der Adschi-darja-Busen musste jene biologische Phase durchlebt haben, welche sich in allen Ufersalzseen des Schwarzen und des Kaspischen Meeres wiederholt. Das ist die Cardium edule-Phase. Dieser Zustand, in welchem die Salzseen eine für Gipsausscheidung noch nicht genügende Salinität haben, wird durch ein massenhaftes Vorkommen dieser höchst eurybiotischen Muschel nebst einigen andern Formen charakterisiert. Die kolossalen Mengen von Cardium edule an den Ufern des Adschi-darja bezeugen, dass diese Phase hier ziemlich lange dauerte. Endlich aber war der Salzgehalt so bedeutend geworden, dass auch Cardium edule und seine Begleiter nicht mehr existieren konnten. Die Cardium edule-Fauna wurde von der der Salzseen verdrängt. Verf. glaubt aber, dass der Adschi-darja sich noch auf dem Wege befindet, ein echter Salzsee zu werden. Wann aber die Zeit kommen wird, da die ersten Kochsalzkrusten auf dessen Boden sich bilden werden, können wir nicht sagen, solange wir das Volumen, resp. die mittlere Tiefe des Adschidarja nicht kennen.«

Die Entstehung des Toten Meeres. Veranlasst durch die Untersuchungen und Ergebnisse von Dr. Blanckenhorn über die Entstehung des Toten Meeres[1]), hat Dr. C. Diener seine Ansichten über diesen Gegenstand näher ausgeführt[2]). Wegen der Details muss auf das Original verwiesen werden. Das Ergebnis fasst Dr. Diener selbst kurz in folgender Weise zusammen: »Nach einer Reihe seismischer Undulationen wird das Gebiet des Toten Meeres von einem heftigen Erdbeben getroffen, das die Städte der Pentapolis zum Einsturze bringt. Grosse Massen angesammelten Grundwassers dringen aus dem Boden hervor, ein Teil des letztern sinkt infolgedessen in sich zusammen und wird von dem Toten Meere überflutet. Gleichzeitig wird durch den Stoss die Obstruktion in dem Krater eines der vulkanischen Berge am Ostrande des Sees zersprengt, wodurch eine vorübergehende Eruption desselben zu stande kommt. Die hier gegebene Erklärung scheint mir aus den früher mitgeteilten Gründen die wahrscheinlichste. Sie steht mit dem biblischen Berichte ebensowohl als mit den physischen Verhältnissen der Gegend durchaus im Einklange, und dürfen wir hierin eine wesentliche Bestätigung der Anschauungen jener Kommentatoren des alten Testamentes erblicken, welche in der Erzählung des jahvehistischen Verfassers die Überlieferung eines Ereignisses vermuten, das sich wirklich an dem südlichen Ufer des Toten Meeres in der eben bezeichneten Weise zugetragen hat.«

---

[1]) Siehe dieses Jahrbuch. **7.** p. 285.
[2]) Mitt. d. k. k. geogr. Gesellschaft in Wien. **40. 1897.** p. 1 ff.

Die Moore des Erzgebirges behandelte Forstassessor Männel[1]) auf grund eigener Beobachtungen und Untersuchungen. Er unterscheidet: 1. Plateaumoore. Diese überwiegen zwar nicht an Zahl, es gehören aber zu ihnen die bei weitem ausgedehntesten und mächtigsten Torfmoore überhaupt im Erzgebirge, von denen ein grosser Teil schon auf böhmischer Seite liegt. Die Unterlage der Plateaumoore bildet ein lehmiger Sand. Auf dieser Unterlage ruht eine selten über $^1/_2$ *m* mächtige Schicht sogenannten Streichtorfes, die ihre Entstehung meist einer Wiesenmoorvegetation verdankt. 2. Thalmoore, die zwar an Ausdehnung und Mächtigkeit hinter den Plateaumooren zurücktreten, aber eine ausserordentlich grosse Zahl kleiner Parzellen bilden. Nach ihrer Entstehung in zwei Lagen unterscheidet sie Verfasser in Thalmoore im eigentlichen Sinne und in Bachmuldenmoore. 3. Die Hang- oder Gehängemoore, welche durchweg Holz- oder Waldmoore und zum allergrössten Teile Quell- oder Sickermoore sind. Die erzgebirgischen Moore finden sich in den verschiedensten Höhenlagen, jedoch erst von einer Höhe von 450 *m* an, am häufigsten, ausgedehntesten und mächtigsten auf dem 700 bis 1000 *m* hohen Kamme des Gebirges. Die grössern Moore haben alle eine Mächtigkeit von durchschnittlich 3 *m*. Als Gesamtfläche der erzgebirgischen Moore Sachsens giebt Verfasser auf grund einer Berechnung nach der geologischen Spezialkarte von Credner 6000 *ha* an, dazu kommen 7000 *ha* Moore des böhmischen Erzgebirges, so dass sich die Gesamtsumme sämtlicher Moore des Erzgebirges auf 10000 *ha* = 100 *qkm* stellt. Die grössten zusammenhängenden Flächen befinden sich in den Sektionen Altenberg-Zinnwald, Kühnheide, Geyer, Elterlein, Eibenstock, Falkenstein und Zwota.

Ausbruch des Torfmoores von New-Rathmore. In der Nacht vom 27. zum 28. Dezember 1896 begann das grosse Torfmoor von New-Rathmore, ungefähr zehn englische Meilen von Killarney in Irland, nachdem es den ganzen Tag vorher heftig geregnet hatte, unter donnerähnlichem Getöse in der Richtung der Killarney-Seen sich in Bewegung zu setzen und rutschte weiter, Brücken fortreissend, Bauernhäuser und Landstrassen zerstörend. In den Killarney-Seen wurden ganze Torfmassen, totes Vieh und Trümmer zerstörter Häuser angeschwemmt. Ein anderthalb englische Meilen breiter Landstrich wurde mit flüssigem Moraste bedeckt.

Die Seiches im Thuner See sind von E. Sarasin studiert worden[2]). Er findet dafür eine Periode von 14.9 bis 15.1 Minuten, was von der frühern, aber auch weniger genauen Bestimmung Forel's (18.6 Minuten) nicht unerheblich abweicht.

---

[1]) Die Moore des Erzgebirges und ihre forstwirtschaftl. und nationalökon. Bedeutung. München 1896.

[2]) Arch. sc. phys. (3.) **34**. p. 368.

Die Seen der Auvergne und des Vélay sind bezüglich ihres Ursprunges von Mercellin Boule studiert worden[1]). Hiernach sind dieselben teils vulkanischen Ursprunges, teils Seen in toten Stromarmen, teils glazialen Ursprunges. Die vulkanischen Seen unterscheidet Verf. in Kraterseen, Maare und Stauseen. Zu erstern gehören der See von Bouchet im Vélay, der See von Servière und andere; Maare sind der See von Issarlès (Cevennen), der Lac Pavin, la Chauvet und gour de Tazanat. Stauseen sind die Seen von Aydat, Guéry, Laudle, Lac Chambon, Lac de Bourdouze und viele andere. Den Lac de Madic an der Dordogne hält Verf. für einen See in totem Stromarme; die Seen von la Crégut, les Grauges, Roussillon und andere sind glazialen Ursprunges.

Die Abnahme der Wassermenge des Titicaca-Sees wurde von Chr. Nusser-Asport besprochen[2]). Unbestreitbar ist hiernach das Zurückweichen des Wassers am nördlichen Gestade. Nach den Erfahrungen des Verf. reichte das Wasser vor 29 Jahren noch bis an die Aussenquartiere von Puno, während es heute 50 *km* (!) davon entfernt ist. Die vorübergehende Zunahme des Wasserstandes zur Regenzeit verwandelt sich nach derselben in eine successive Abnahme. Nach Ansicht des Verf. wird sich der Titicaca-See mit der Zeit in eine Anzahl kleinerer Seen auflösen und zuletzt ein einziger Fluss werden, den man dann als Quellfluss des Desaguadero anzusehen habe.

Eine Morphometrie des Genfer Sees hat Dr. W. Halbfass veröffentlicht[3]). Als Grundlage seiner Messungen und Berechnungen diente neben Forel's klassischem Werke Lac Léman die Tiefenkarte von A. Delebecque und dessen »Atlas des Lacs Français«. Hiernach findet Dr. Halbfass durch wiederholte Ausmessung mit dem Polarplanimeter das Areal des Genfer Sees zu 582.46 *qkm*. Die Länge der durch den See gelegten Mittellinie ist 72.3 *km*, Ein- und Ausmündung der Rhone liegen 58 *km* voneinander entfernt. Die grösste Breite des Sees zwischen dem Golfe von Morges und dem von Amphion beträgt 13.8 *km*, die mittlere Breite ist 8.1 *km*. Das Volumen des Sees bei Mittelwasser ergab sich, nach der Simpson'schen Formel berechnet, zu 89896 Millionen Kubikmeter. Die Meereshöhe des Sees ist 372 *m*, die Maximaltiefe 309.7 *m*, die mittlere Tiefe 154.4, der mittlere Böschungswinkel 3°. Zieht man eine Linie vom Vorsprunge von Promenthoux an der schweizerischen Nordküste nach dem von Nernier an der savoyardischen Südküste, so scheidet diese den östlichen Grand Lac von dem westlichen Petit Lac. Ersterer bildet ein einheitliches Becken mit einer breiten Sohle (plafond) in der Mitte, die nach allen Seiten hin ansteigt, ohne

---

[1]) Bull. Soc. Géol. de France. (3.) **24.** Paris **1896.**
[2]) Globus. **69.** p. 389.
[3]) Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde in Berlin **1897. 32.** Nr. 4. p. 219.

wieder zu fallen, letzterer enthält mehrere grubenartige Vertiefungen und Untiefen, allerdings nur von verhältnismässig geringem Umfange und schwach ausgeprägt. Der Genfer See besitzt keine natürlichen Inseln, dagegen vier künstliche Aufschüttungen auf flachem Grunde.

12. Gletscher und Glazialphysik.

Untersuchungen am Rhonegletscher sind seit 1874 durch den Schweizer Alpenklub mit Unterstützung der Schweizerischen Gesellschaft für Naturwissenschaften ausgeführt worden. Über die Ergebnisse berichtete Prof. Forel [1]). Der Zweck der Untersuchungen war ein doppelter: 1. die Herstellung einer topographischen Karte in grossem Massstabe auf grund einer zuverlässigen Triangulation zur Veranschaulichung der Struktur, des Reliefs und der Eigenart des Gletschers und 2. das Studium der Gletscherbewegung. Um diese wahrnehmbar zu machen, liess die Untersuchungskommission 1874 auf vier Querprofilen je eine Reihe von Steinen nebeneinander legen, die zur Unterscheidung voneinander in verschiedenen Farben gestrichen waren; das rote Profil lag in 2560 *m* Höhe, das gelbe in 2410 *m*, das grüne in 1860 *m* und das schwarze in 1830 *m* Höhe. Von 20 zu 20 Metern lagen in diesen Steinreihen grosse Merksteine mit eingemeisselten Nummern, deren horizontale und vertikale Lage in jedem Jahre zu derselben Zeit geodätisch genau bestimmt wurde. Ihre jedesmal auf eine Karte eingetragene Lage ergiebt einen Überblick über die Art und Intensität der Bewegung des Gletschers. Die Bewegung ist sehr langsam und übersteigt nirgends 70 *cm* am Tage oder 250 *m* im Jahre; im Minimum sinkt sie auf kaum einen Meter im Jahre herab. Sie ist bis zum Hundertfachen geringer an den Rändern als in der Mitte wegen des Widerstandes, den der Eisrand an den Felsen findet. Die Schnelligkeit des Abwärtsgleitens ist in den verschiedenen Teilen des Gletschers verschieden; sie vermindert sich von der Schneegrenze ab, wo sie ihr Maximum erreicht, bis zum Ende des Gletschers, wo sie fast gleich Null ist. Diese beim Alpengletscher sehr deutlich wahrnehmbare Verlangsamung entgeht unserer Beobachtung bei dem fliessenden Wasser unserer Flüsse; sie würde nur augenscheinlich werden bei einem Wüstenflusse, dessen Wasser allmählich durch Verdampfung verschwindet, während das Eis des Gletschers durch Abschmelzen vermindert wird. Eine Analogie zwischen fliessendem Eise und fliessendem Wasser zeigt sich auch in den Stromschnellen, die durch Einengung der Gletscher, bezw. des Flussbettes oder durch Steigerung ihrer Neigung entstehen. Für diesen Fall giebt der Rhonegletscher ein sehr gutes Beispiel. Die gelbe Steinreihe hat von 1881 bis 1885 eine Kaskade von 400 *m* Höhe durchflossen, die sich zwischen dem Belvedere und der Saas befindet; nach Passieren des Hindernisses befand sich die

[1]) Compt. rend. 1897. p. 213. Geogr. Zeitschrift 1897. p. 477.

Steinreihe in regelmässiger Ordnung auf dem Gletscher. Die Geschwindigkeit des Gletschers in der Kaskade betrug 250 *m* im Jahre, während sie oberhalb desselben 110 *m* betrug. Wäre die Kaskade des Rhonegletschers ein Wasserfall, so würde der Fall der Wassermassen nur neun Sekunden dauern, während der des Eises vier Jahre gedauert hat; die Geschwindigkeit des Wassers zu der des Eises verhält sich in diesem Falle wie 1:14 Millionen.

Der diluviale Aar- und Rhonegletscher bildete den Gegenstand vieljähriger Untersuchungen von A. Baltzer (Bern)[1]. Der diluviale Rhonegletscher besass nach den auf grund der Karten von Favre, Falsan und Chantre vorgenommenen genauen planimetrischen Messungen zur Zeit des höchsten Standes ein Areal von 28928 *qkm*. Der nordöstliche Arm, d. h. das Inlandeis zwischen Jura und Alpen, nahm 11358 *qkm* ein und ist allein schon 3.8 mal grösser als der alte Aargletscher. Das Areal des alten Gesamt-Rhonegletschers ist 8 mal grösser als das des Aargletschers. Alle Werte beziehen sich auf das Maximum der Vereisung.

»Während im obern Rhonethale bis Brieg die stärkern Zuflüsse von Norden kommen, treten sie im mittlern Abschnitte von Süden her ein, im untern Rhonethale kommen sie gleichmässiger von beiden Seiten. Dies hängt mit dem Aufbaue der Berner und penninischen Alpen zusammen, deren entwickelte Firnbecken die gewaltigen Eismassen erzeugten.

Der Rhonegletscher reichte zur Zeit seines höchsten Standes einerseits bis an den Rhein, anderseits bis in die Gegend von Lyon. Vermochte er auch das Juragebirge nicht zu übersteigen, so drang er doch über die ersten Ketten hinaus, z. B. in das Val Travers bei Neuenburg, in das S. Immerthal, das Thal von Tavannes ein und stieg an der Montozkette bis zu 1300 *m* empor. Den wichtigsten Abschnitt der östlichen Begrenzung bildet die Gurnigel-Napflinie, die sich vom bernischen Bade Gurnigel, an Thun vorbei, die Emmenthäler schneidend, zum Gebirgsknoten des Napf hinzieht. Diese Linie ist durch eine Anzahl Blöcke festgelegt, deren Provenienz aus dem Wallis keinem Zweifel unterliegt. Es sind dies besonders Smaragditgabbros (Euphotide) vom Saasthale, Verrucano von Valorcine oder Outrerhone, Arollagneiss und andere Wallisergneisse. Im Rhonethale sind alte Moränen, Blöcke, Lappen von Erraticum, hier und da mit Erdpfeilern (Useigne, Fiesch), und Schliffe grossartig entwickelt und längst bekannt. Die durch einzelne Blöcke gekennzeichnete obere Blockgrenze ist noch kontrovers, besonders weil Blöcke der Seitengletscher mit solchen des Hauptgletschers verwechselt wurden. Der Unterschied beträgt mehrere tausend Meter.«

Baltzer teilt die Lagen einiger gut beglaubigter erratischer Blöcke mit. Der grösste bekannte Block, »Block monstre«, ein Neocom-

[1]) Zeitschrift d. deutschen geolog. Gesellschaft. 48. 3. Lfg. p. 652 ff.

kalk von 4300 *cbm* (Charpentier), liegt an der Nordostseite des Montet bei Bex.

Im untern Rhonethale bis zum Ellbogen der Rhone bei Martigny wird man die obere Blockgrenze im Mittel ohne allzu grossen Fehler auf rund ca. 1460 *m* setzen können, im mittlern Rhonethale auf ca. 2000 *m*.

»Im Gegensatze zum äussern verwaschenen Moränengebiete erhebt sich bei Wangen an der Aare ein schönes, deutlich wallförmiges Moränenamphitheater, welches schon von Lang, Mühlberg und Brückner erkannt wurde. Von der Thalsohle bei Wangen (Widlisbach) aus kann man nun, wie du Pasquier zuerst zeigte, diese Moränen, am Juragebirge allmählich ansteigend, verfolgen. Bei Solothurn liegen sie schon in 700 *m*, bei Biel in ca. 800 *m*, bei Neuveville in 900 *m* und am Südende des Neuenburger Sees in 1200 *m* Höhe. Die intakte Form und relative Gesteinsfrische spricht deutlich für das jüngere Alter. Im Rhonethale sind sie natürlich schwieriger zu verfolgen. Bei Brieg konstatierte Baltzer relativ frische Wallmoränen bei 2100 *m* auf der Terrasse von Bellalp. Hinter Hotel Bellalp wurde für Planierungszwecke eine schöne Moräne mit frischen Protoginen angeschnitten. Sie kann freilich auch dem alten Aletschgletscher angehören. Höher hinauf kommen nur noch einzelne, der obern Zone angehörige Granitblöcke vor, aus denen die Fensterbänke des neuen Hotels angefertigt wurden. Zwischen Hotel und Dorf Bellalp liegt eine wallförmige Seitenmoräne, welche, da sie ziemlich horizontal verläuft, wohl dem Hauptgletscher angehören dürfte; an 400 *m* tiefer liegt die viel jüngere, schöne Moräne von Egge bei Blatten. Einer noch jüngern Periode gehört die prachtvolle linksseitige, circa eine Stunde lange Seitenmoräne des Vieschergletschers zwischen Egg und Fiesch an, und den Hochstand des Jahres 1818—1820 bezeichnet der abgescheuerte, noch vegetationslose Streifen, der sich ca. 30 *m* mächtig über dem jetzigen Aletschgletscher am linken Ufer so deutlich abhebt.

Altbekannt ist die berühmte Moräne von Monthey mit ihren bis haushohen Blöcken von Protogin u. s. w. Sie erstreckt sich in ca. 500 *m* Höhe von Monthey bis Colombey und dient als Steinbruch. Besonders reich an erratischem Schutte ist immer die Ausmündung der Seitenthäler (Dransethal, Gryonnethal), aber gerade hier täuscht man sich leicht mit bezug auf die obere Blockgrenze.

Bemerkenswert ist noch für den alten Rhonegletscher im Rhonethale, dass Interglazialschichten bis jetzt sich nicht gefunden haben, daher ein völliger Rückzug ins Oberwallis in der Interglazialzeit nicht wahrscheinlich ist. Ferner sind, wie sich aus der Überlagerung der erratischen Materialien ergiebt, der bei Bex mündende Gryonnegletscher und Avançongletscher wahrscheinlich früher als der Hauptgletscher im Thale angelangt (Renevier), was dann auch für andere Seitengletscher gelten mag.

Das Areal des alten Aargletschers beträgt 3.585 *qkm*, und war derselbe zur Zeit des höchsten Standes achtmal kleiner als der alte Rhonegletscher. Die meisten Zuflüsse erhielt er entsprechend seiner Beziehung zu den Berner Alpen von Süden, die grössten derselben kamen ihm nahe seinem Ende zu (Simmen-, Kander- und Lütschinengletscher). Er bildet ein selbständiges Gletschergebiet, ist nicht nur als Zufluss des Rhonegletschers zu betrachten; denn erstlich hat er sein durch die Wasserscheide der Berner Alpen getrenntes Einzugsgebiet, dem sich eine Menge kleinerer Gletscher unterordnen, und zweitens war sein Ende sogar zeitweise ganz selbständig und unabhängig vom Rhonegletscher. Er ist also kein Vasall, sondern vielmehr ein selbständiger Kompagnon desselben.

Charakteristisch für ihn ist der zeitweilige Abfluss nach Norden über den Brünig zum Vierwaldstättersee und Reussgletscher; ferner der Umstand, dass er an seinem Ende bei Bern zumeist im Rhonegletscher aufgeht, daher kein selbständiges äusseres Moränengebiet besitzt.

Die Existenz eines den Brünig (1000 *m*) überschreitenden Armes wird durch die nach NS gerichteten Schrammen der Passhöhe bewiesen; hätte der Aargletscher seinen gewöhnlichen Lauf beibehalten, so müssten sie OW-Richtung haben. Ferner treten Wallmoränen und erratischer Schutt auf, dessen Blöcke von Protogin, Hornblendeschiefer, z. B. am Ende und auf der Nordwestseite des Lungernsees, ihren Ursprung aus dem Haslithale deutlich verraten. Sie sind der im Kalkgebiete liegenden Brüniggegend völlig fremd.

Die Wallmoränen der jüngern Eiszeit bei Bern bilden eine der schönsten Moränenlandschaften der Schweiz. Die ältern derselben liegen als Bergmoränen auf den Höhen des Belpberges, Lüngenberges und des Sädelbachholzes bei Bern, bis zu 300 *m* über der Thalsohle. Ihr Material differiert insofern etwas von den Moränen der Thalsohle, als die Felsen im Ursprungsgebiete relativ weniger entblösst waren. So ist die am Thunersee stark verbreitete bunte Nagelfluh in den Bergmoränen nicht so reichlich vertreten.

Verbinden wir die genannten Bergmoränen miteinander, so zeigt sich, dass das Ende des Gletschers damals nach Norden gerichtet war. Beim Schwinden des Gletschers entstanden sodann die schönen, dem Gehänge des Lüngenberges aufgesetzten stundenlangen Seitenmoränen, etagenförmig sechsfach übereinander.

Später verschob sich die Axe des Gletschers nach West, und es bildeten sich die der Thalsohle angehörigen Rückzugsmoränen aus. Eine derselben, die grosse bernische Endmoräne, spielt eine hervorragende Rolle. Sie umschliesst in weitem Bogen die Stadt Bern und erreicht eine Höhe bis zu 40 *m*. Wo sie bisher angeschnitten wurde, kommen Lehm, Sand, gemeiner Gletscherschutt und gewaltige Blöcke zum Vorscheine.

Rückwärts dieser Moräne treten fünf weitere Zyklen auf, auch eine stattliche Mittelmoräne (bei Muri) stellt sich ein, und es fehlt nicht an einer zentralen Depression (Belpbecken).«

Durch das Zusammentreffen der beiden mächtigen Gletscher bei Bern wurde diese Gegend gleichsam zum Zankapfel derselben, bald war der Rhonegletscher auf Aargletschergebiet, bald bewegte sich der Aargletscher auf Rhonegletscherterrain. Baltzer führt Thatsachen an, aus denen sich ergiebt, dass die beiden Gletscher innerhalb ein und derselben Eiszeit nicht nur ein einziges Mal an- und abgeschwollen sind. »Sie hatten kleinere und grössere Vor- und Rückwärtsperioden. Waren aber diese Perioden für beide Gletscher ganz gleich? Offenbar nicht. Es ergiebt sich, dass der nördlich von Bern stehende Rhonegletscher einstens einen Vorstoss in südöstlicher Richtung, dem Worblenthale bis Sinneringen hinauf folgend, also in das Gebiet des Aargletschers hinein gemacht hat. Der Aargletscher ging damals zurück.

Anderseits stiess der Aargletscher bei Bern gegen Ende der letzten Eiszeit noch einmal vor, als der Rhonegletscher schon aus der Gegend verschwunden und im vollen Rückzuge begriffen war. Dasselbe gilt aber auch für den alten Sarine- oder Saanegletscher, der kurz darauf gegen Freiburg vorstiess, während der Rhonegletscher, der früher sein Gebiet einnahm, schon weiter rückwärts stand.«

Der diluviale Aar- und Rhonegletscher hatten ungleiche Vorstösse und Rückzugsperioden. »Diese Regel steht in Übereinstimmung mit dem jetzigen Verhalten des Aar- und Rhonegletschers; denn nach Forel befindet sich der Aargletscher seit 1872 in einer Rückwärtsperiode, die heute noch andauert, der Rhonegletscher dagegen hat diese Rückwärtsperiode schon 1856 angetreten, folglich erweist sich der Beginn des Rückganges für den erstgenannten Gletscher um 16 Jahre verspätet. Aus dem heutigen Verhalten der Gletscher lässt sich somit ein Analogiebeweis für ihr behauptetes Verhalten zur Diluvialzeit herleiten. Allein selbst wenn die beiden Gletscher gegenwärtig dieses Verhalten nicht zeigten, müsste man doch, auf die geologischen Verhältnisse gestützt, für die Eiszeit auf ein solches schliessen.«

Schliesslich giebt Baltzer einen kurzen Abriss der Geschichte der beiden Gletscher. Für die erste Eiszeit liegt in dem innern Moränengebiete noch kein Beweis vor, deren Annahme stützt sich lediglich auf den Deckenschotter der äussern Zone. »Zur Diluvialzeit,« sagt er, »häuften sich in den Nährgebieten der Berner und Walliser Alpen infolge einer jener grössern klimatischen Schwankungen, Eiszeiten genannt, bei vermehrten Niederschlägen und etwas geringerer Temperatur wie heute die Firnmassen an. Zum zweiten Male bewegten sich infolgedessen die Gletscher in die Ebene hinaus und vereinigten sich in der Gegend von Bern.

Diese zweite Eiszeit ist charakterisiert durch das grossartige Inlandeis zwischen Jura und Alpen, welches 150 *km* lang, ca. 50 *km* breit und ca 950 *m* mächtig war (Nansen supponiert für das grönländische Inlandeis 1700—2000 *m* Dicke im Maximum). Dass der Rhonegletscher einen um 1.36mal grössern Zweig in die schweizerische

Ebene sandte, als der französische Arm beträgt, ist auf die Einengung und Stauung südlich von Genf durch die sich nach den Alpen umbiegende Jurakette erklärt worden. Dass er überhaupt eine so gewaltige Ausdehnung erlangen konnte, rührt von seinem grossen Nährgebiete her, welches nicht nur die ausgedehnten Firnregionen des Südhanges der Berner Alpen, sondern auch das grossartige Firngebiet der penninischen Alpen umfasst.

Als diese Eiszeit ihren Höhepunkt erreichte, gewann der Gletscher die oben erwähnte Gurnigel-Napflinie und setzte seine charakteristischen Blöcke in den Emmenthälern ab.

Zu dieser Zeit geschah das Eigentümliche, dass der gestaute Aargletscher die 1000 *m* hohe Wasserscheide des Brünig überstieg, seinen Lauf gegen den Vierwaldstättersee nahm und sich mit dem Reussgletscher vereinigte. Er ging also ungefähr ebenso weit nach Norden vor, wie früher nach West. Das Teilstück Brienz-Thun war eine Art verbindender Arm der beiden Gletscher, wie sie auf der Südseite der Alpen so häufig vorkamen (Lanzo-Arm zwischen Comer- und Luganersee, Luino-Tresa-Arm zwischen Luganer- und Langensee), Verbindungsstück zwischen Langen- und Ortasee, Borlezza-Arm des alten Iseogletschers.

Nun ereignete sich infolge überwiegender Trockenperioden bei einiger Temperaturerhöhung ein Zurückweichen der beiden Gletscher bis ins Rhone- und Haslithal. Die Rückzugsmoränen dieser Zeit blieben nicht erhalten, möglicherweise gehören die obersten Moränenreste der Bütschelegg (1100 *m*) und einiger anderer Höhen südlich von Bern hierher. Dagegen sind mächtige Schotterablagerungen, nördlich und südlich von Bern, wohl in diese Zeit des Rückzuges oder des spätern Vorgehens zu setzen, da sie von der jüngern Grundmoräne bedeckt erscheinen. Desgleichen gehört das alte Kanderdelta in diese Epoche. Dokumente paläontologischer Art sind leider bisher nicht aufgefunden worden.

Infolge abermaligen Vorrückens beginnt die jüngere Glazialzeit, welche auch bei uns durch geringern Umfang und schöne Ausbildung ihrer wallförmigen End- und Seitenmoränen gekennzeichnet ist.

Als der Rhonegletscher sich sodann zurückzog, trat Lappenbildung ein, wie aus der Konfiguration der Moränen und aus jetzt wasserarmen, damals den Gletscherabläufen dienenden Thalrinnen zwischen Bern und Solothurn sich ergiebt.

Noch einige Male machte er Halt und lagerte Endmoränen ab; eine längere Etappe trat erst im Flussgebiete der Broye ein, wo eine bedeutende Ausstreuung von miocänen Konglomeratblöcken der Péleringruppe stattfand, während ungefähr gleichzeitig Saane- und Aargletscher nochmals vorstiessen.

Wenden wir uns dem Aargletscher während der letzten Eiszeit zu, so fallen zunächst im allgemeinen die schönen End- und Seitenmoränen auf, in welcher Beziehung er von keinem andern schweizerischen Gletscher übertroffen wird. Als die jüngere Eiszeit auf dem

Höhepunkte war, warf der Gletscher seine Moränen auf den Bergen südlich von Bern in 800—900 *m* auf, nördlich von Bern noch bis gegen 800 *m*. Seine Dicke betrug ungefähr 350 *m*. Zu dieser Zeit vereinigte er sich mit dem Rhonegletscher und bildete dessen rechte Flanke in der Richtung auf Burgdorf.

Hierauf erfolgt ein allmähliches Zurückgehen mit zeitweiligen Vorstössen. Die Bern umgebenden und südlich davon liegenden, zum Teil plateauartigen Höhen des Gurten, Längenberg, Bantiger und Belpberg werden von Eis entblösst und bedecken sich nun atakerartig mit Gletscherschutt. Der Gesamteisstrom trennt sich sodann in die gesonderten Arme des Aare-, Gürbe- und Worblenthales mit seitlichen Apophysen, die Veranlassung zu einigen schwer verständlichen, heute trockenliegenden Querthälern geben. Letztere sind als glaziale Gelegenheitsrinnen aufzufassen.

Mannigfach waren die Schwankungen in der Begrenzung der beiden Gletscher. Wie schon erwähnt, erfolgte noch ein Vorstoss in westlicher Richtung, als der Rhonegletscher schon in vollem Rückzuge begriffen war.

Der definitive Rückzug des Aargletschers geschah auf der Linie Bern-Thun in sechs durch Endmoränen angezeigten Etappen, deren innerste bei dem Dorfe Allmendingen liegt; ein nochmaliger Halt fand am Ende des Thunersees in der anmutigen Moränenlandschaft von Amsoldingen statt; dann erfolgte ein fast unaufhaltsames Zurückweichen bis in die Stammthäler.

Es liegt in der Natur der Sache, dass die Endmoränen und die ihnen zunächst liegenden Seitenmoränen gleichsam wie ein Zeiger am schönsten die Geschichte des Rückganges erzählen. Da sie nun in den Bergen fast ganz fehlen, so haben wir dort, rückwärts der Oberländer Seen, zwar obere Blockgrenzen und viele Moränenlappen, auch gelegentlich einen wallförmigen Seitenmoränenrest, aber in viel schlechterer Erhaltung. Reich an Wallmoränen ist noch das Südufer des Thunersees; so tritt z. B. die langgestreckte Hügelkette, auf der sich der Strättligerturm erhebt, sehr deutlich hervor. Eigentümlich ist die ungleichmässige Verteilung des Schuttes, so dass z. B. das nördliche Gehänge am Brienzersee verhältnismässig wenig Schutt aufweist, während an der südlichen Abdachung, namentlich auch an der des Thunersees, mehr vorhanden ist.

Während des Rückzuges erfolgte nun die Akkumulation der obern Terrassen, welche ausgedehnte Flächen bei Bern bilden und im Volksmunde den Namen »Felder« führen (Murifeld, Wylerfeld u. s. w.). Sie sind in den obern Teilen die Verschwemmungsprodukte der jüngern Rückzugsmoränen und entsprechen dem Niederterrassenschotter. Man muss sich indessen hüten, den Kies nur auf die nächsten Moränen zu beziehen, er ist, wie die Gerölle lehren, auch von weiter her zugeführt. Jedem Moränenzyklus entspricht ein Felderzyklus mit kleinen Niveauunterschieden.

Im freien Zwischenraume der Gletscher fand, wie schon früher erwähnt wurde, eine ausgiebige Verschwemmung und Mischung der beiderseitigen Materialien statt.

Alsbald schnitten auch die Flüsse, die ihr früheres Bett, welches sie zur Interglazialzeit innegehabt hatten, zum Teil wiederfanden, sich in die Schotter ein und bildeten die jüngern Erosionsterrassen. Die Aare hat deren zwei bis drei. Der Bau der neuen Kornhausbrücke zu Bern zeigte, dass das Bett der Aare daselbst auf mindestens 20 *m* mit Kies (Moräne) aufgefüllt ist, der Fluss war also früher tiefer eingeschnitten als jetzt.«

Die Eisberge des antarktischen Meeres und der südlichen Ozeane bespricht W. F. Gray[1]). Es scheint nach dem, was bis jetzt bekannt, dass es in den südlichen Meeren Jahre giebt, wo wenig und gar keine Eisberge vorkommen, und dass auf diese dann wieder eine Periode von Jahren folgt, wo sie in grosser Menge auftreten. Ein solcher Zeitabschnitt von bemerkenswerter Häufigkeit des Auftretens von Bergen ist die Zeit von 1891 — 1895, und mit dieser Periode oder richtiger mit dem Zeitraume von 1888 — 1895 beschäftigt sich die Abhandlung.

Wie in der nördlichen Hemisphäre die Eisberge der Polarregion hauptsächlich in Grönland sich bilden, so ist in der südlichen Hälfte das antarktische Land, von dem bis jetzt nur einige wenige, unzusammenhängende Küstenlinien festgelegt sind, ihr Entstehungsgebiet. Aus den Beobachtungen in den arktischen Regionen schliessen wir auf eine ähnliche Entstehung der Berge im Süden, nämlich aus mächtigen Gletschern, die sich auf einem schräg abfallenden Lande durch die Ansammlung von fallendem Schnee und zu Eis verwandeltem Regen und Nebel bilden.

Diese Gletscher von so imposantem und prächtigem Anblicke zeigen, trotz ihrer anscheinenden Unbeweglichkeit, eine abwärts gerichtete Bewegung; langsam aber stetig rücken sie gegen die See und schieben ihren Fuss ins Wasser vor, bis die Stabilität der Masse und der Auftrieb des Wassers sich ausgleichen, und der Rand abbricht; der Gletscher „kalbt«, wie man zu sagen pflegt, d. h. er wirft die enorme Masse Frischwassereises in die grosse »antarktische Driftströmung«, wie man den vom Pole abfliessenden Strom sowohl im Pacifischen als auch im Atlantischen und Indischen Ozeane bezeichnet.

Diese grosse Wassermenge bewegt sich zwischen 40° und 60° S ostwärts mit einer Stetigkeit, die etwa derjenigen des dort vorherrschenden Westwindes entspricht. Besonders hervortretend ist dieser Strom im Stillen Ozeane zwischen 45° und 55° S und von Tasmanien und der Südspitze der Stewardinsel (Neu-Seeland) bis

[1]) Pilot Chart of the North Pacific Ocean. Hansa 1896. p. 46. 58. 59.

118° W, wo ein Teil sich abzweigt und den Mentonstrom bildet, der sich nordostwärts auf St. Ambrose zu bewegt. Der grösste Teil des Hauptstromes verharrt in seinem östlichen Verlaufe, bis etwa auf 85° W, wo er sich zwischen 42° und 47° S in zwei Arme spaltet, von denen der eine sich nordostwärts richtet und den Chilestrom bildet, der andere dagegen nach OSO und SO auf den Golf von Penas und die Magellanstrasse zu abgelenkt wird und den Kap-Hornstrom bildet.

Von den antarktischen Strömungen getragen, treibt das Eis in niedrigere Breiten und schmilzt im wärmern Wasser. Die Eisberge, die vom antarktischen Kontinent zwischen 63° und 65° S abtreiben, werden in ihrer Form durch Schmelzungsprozess wenig beeinflusst, bis sie den 60. Breitenparallel erreichen. Es wird allgemein angenommen, dass das Eis der Berge unter Wasser rasch schmilzt, und die dadurch bedingte Verschiebung des Schwerpunktes mit der in der Folge eintretenden Drehung des Berges in die Gleichgewichtslage, ferner Auswaschungen, Brüche u. s. w., die unregelmässige und phantastische Form verursachen. Oft mag aber auch die Verschiebung des Schwerpunktes und das Aus-dem-Wassertreten vorher unsichtbarer Teile seinen Grund darin haben, dass grosse Felsstücke, Steine, Geröll und Ähnliches, was in der Eismasse eingebettet war, sich ablöst. Die Eisberge sind, gleich wie die Gletscher, mächtige Fortbewegungsmittel, welche diese festen Körper nach der Tiefsee hintragen.

Es ist schwer, eine durchschnittliche Grösse dieser Berge festzustellen, da solche von jedem Umfange bis zu 800 und 1000′ in Höhe und von mehrern Meilen Länge gemeldet werden. Auch hinsichtlich der Form dürfte es schwer sein, etwas Allgemeines festzustellen, da auch in dieser Hinsicht alle möglichen Verschiedenheiten vorkommen. So viel lässt sich indessen sagen, dass in den südlichen Gegenden die Berge nicht oft jene turmartigen Spitzen aufweisen, wie sie den in den nördlichen Ozeanen schwimmenden Eiskolossen eigen sind. Vielmehr sind die erstern vorwiegend tafelförmig.

Es heisst, dass die Barrière des festen Eises in der antarktischen Region das Aussehen ungeheurer steilabfallender Kalkfelsen hat, und es fragt sich, ob die ununterbrochene Küstenlinie aus Teilen eines Kontinentes besteht, oder ob man es hier, wie an der Grönlandküste, mit einem Archipel zu thun hat, in dem die Überlast von Schnee und Eis den insularen Charakter verwischt. Man hat berechnet, dass die feste Polareisschicht mindestens drei Seemeilen tief sein muss, vielleicht auch bis zwölf Meilen tief sein kann, und da die Masse dieses Eisberges von zäher Beschaffenheit ist, wird ihre Basis sich unter dem enormen Drucke, der auf ihr lastet, ausbreiten. Die Ausbreitungsbewegung, die hier in Erscheinung tritt, stösst, so nimmt man an, die Kante der Eisklippen vom Lande seewärts, und zwar mit einer Geschwindigkeit von etwa einer Viertelmeile im Jahre.

Findlay erklärt den Unterschied in der Form der nördlichen

und südlichen Eisberge wie folgt: »Im Norden bilden sie sich auf einem verhältnismässig beschränkten Grunde, hauptsächlich in Grönland, und hier gelangt das Landeis in Form von Gletschern durch schmale Fjorde an die See. Es sind thatsächlich Eisflüsse, deren Ausfluss in die See beständig unterbrochen wird. Im Frühjahre treiben die abgestossenen Massen südwärts in allen möglichen Grössen und Formen mit einziger Ausnahme der Tafelform. Im Süden dagegen scheint das ganze Gebiet um den Südpol von Land eingeschlossen zu sein, das mit einem enormen Eismantel bedeckt ist, ohne Einschnitte ins Innere wie im Norden, es sei denn, dass südlich von Kap Horn sich ein solcher findet. Das warme Wasser kann also nicht bis ins Innere dieser Eisbarrière hineindringen (wie im arktischen Meere, in der Baffins Bay und Spitzbergen herum), um sie aufzulösen und mit sich fortzutragen.«

Die Bewegung eines Eisberges ist bedingt durch drei Einwirkungen: Wind, Oberflächenstrom und Unterstrom. Die Südstürme in der antarktischen Region, eine Wirkung der kalten Luft über den Gletschern, sind vermutlich die Hauptursache der starken Oberflächenströmung, die in der Bewegung der Berge nach Norden eine grosse Rolle spielt. Wenn die Berge durch Wind und Strom getrieben, in niedrigere Breiten gelangen, so zeigen sich an ihnen, mit dem Wachsen der Entfernung vom Entstehungsorte, alle möglichen Stadien des Verfalles. Einige bewahren anscheinend die ursprüngliche Form, bis sie verhältnismässig weit nach dem Äquator hingetrieben sind, andere scheinen ihre Gestalt ganz geändert zu haben, indem sie, wie viele sagen, gekentert sind oder, was häufiger geschieht, aufgebrochen sind.

Als ein Beispiel für das Bersten der Berge und um anzuführen, wie gross die Zahl derselben oft in einem verhältnismässig kleinen Umkreise ist, sei der nachstehende, beim Hydrographischen Amte in Washington eingegangene Bericht des Kapitäns A. John Miller von der britischen Bark »Lindores Abbey« (auf der Reise von Portland [Oregon] nach Galway) angeführt. Derselbe zeigt, wie gefährlich es unter Umständen, wegen des losen Eises, das sich ablöst, ist, in Lee der Berge zu passieren, und wie wenig man sich auf das Thermometer als einen Warner vor der Nähe des Eises verlassen darf. »Februar 8. 1893 6 h. 30 m. p. m., Breite 50° 50′ S. Länge, 48° 17′ W. Sahen einen grossen Eisberg ca. 1 Strich an Backbords-Bug. Von der Oberbramraa aus sahen wir mehrere andere recht voraus, und am Steuerbord-Bug; um 8 h. p. m. waren wir nahe bei dem ersten und konnten eine ganze Zahl weiterer ausmachen. Wir waren, begünstigt durch klares Wetter und eine stetige Brise, von WSW bis WNW. Fahrt ca. $7^1/_2$ Knoten Kurs NNO. Während der Nacht und des ganzen nächstfolgenden Tages passierten wir zwischen diesen grossen Bergen, die sich an beiden Seiten so weit erstreckten, als das Auge reichte. Einige waren über eine Meile lang, und ihre Höhe schwankte zwischen 150′ und 200′. Von 1 h p. m. bis 4 h. p. m. (drei Stunden) zählte ich 63 grosse Berge, neben einer Zahl kleinerer. Beim Passieren einzelner dieser Eiskolosse vernahmen wir starkes Krachen, das sich wie ein heftiges Artilleriefeuer anhörte, und sahen, wie einzelne Stücke von ihnen abfielen. Wenn wir dicht in Lee der grossen Berge passierten, fanden wir stets eine Menge losen Eises, Stücke, die gross genug waren, um einem im Dunkel gegen sie anlaufenden

Schiffe gefährlich zu werden. Diese Stücke ragen kaum über die Wasserfläche hervor und sind daher bei Nacht schlecht zu sehen. Jedesmal, wenn wir recht in Lee eines Eisberges waren, kam von diesem her ein starker Windstoss, ähnlich wie die Böen, die man in Lee einer hohen, steil abfallenden Küste beobachtet; oftmals wurden diese einfallenden Windstösse so stark, dass wir unsere Oberbramraa fallen lassen mussten. Um 8 h. p. m. am 9. Februar passierten wir den letzten der grossen Eisberge, nachdem wir genau vierundzwanzig Stunden zwischen ihnen hindurchgesegelt waren und in der Zeit auf nordöstlichem Kurse eine Distanz von etwa 180 Meilen zurückgelegt hatten. Um 5 h. 30 m. des nächsten Morgens passierten wir noch drei kleinere Stücke Eis; in der Nacht hatten wir nichts wahrgenommen. Während wir durch dieses ganze grosse Eisgebiet segelten, war keine wahrnehmbare Schwankung weder der Luft-, noch der Wassertemperatur zu konstatieren. Die Temperatur des Wassers blieb stetig auf 44° F., die der Luft auf 46° F. Es war ein grossartiges Schauspiel, das sich uns darbot, besonders bei Sonnenaufgang, und niemand an Bord wird es je vergessen.« Zur Veranschaulichung des enormen Umfanges und der Höhe, welche einzelne Berge in den südlichen Meeren erreichen, sei folgender Bericht angeführt, den der erste Offizier Cummings von der britischen Bark »Beechwood« dem Hydrographischen Amte der Vereinigten Staaten eingesendet hat: Am 6. Dezember 1893 traf man in 44° 43′ S und 42° 28′ W eine Anzahl Eisberge. Die Durchfahrt zwischen ihnen gestaltete sich äusserst schwierig. Grosse Vorsicht musste während der Nacht angewandt werden, wir mussten kleine Segel machen und scharfen Ausguck halten, um einen Zusammenstoss mit diesen Kolossen zu vermeiden. Am 7. Dezember trafen in 47° 7′ S und 41° 44′ W wieder eine Anzahl Berge, und es erforderte wieder alle mögliche Anstrengung und die äusserste Wachsamkeit, um von ihnen klar zu kommen. An diesem Tage kam ein wahrer Monstreberg in Sicht. Nach gemeinschaftlicher Schätzung des Kapitäns und des ersten Offiziers betrug die Länge dieser enormen Eismasse zwischen 15 und 20 Meilen und die Höhe war 300′ bis 400′. Der Kapitän des »Dunncraig« berichtet, dass er am 29. Dezember 1892 in 49° 34′ S und 45° 53′ W eine mächtige Eisinsel passiert hat, deren Höhe voll 300′ betrug, und deren Länge zwischen 25 und 30 Seemeilen schwankte. So gewaltig diese Abmessungen sind, so sind es doch nicht die grössten, die gemeldet wurden. Towson erzählt, dass während der Zeit vom Dezember 1854 bis April 1855 eine kompakte Eismasse von 44° S und 28° W nach 40° S und 20° W getrieben ist, die noch weit umfangreicher war. Einundzwanzig verschiedene Schiffe, die während den fünf Monaten diesen Eiskoloss passierten, haben darüber berichtet. Aus dem Mittel der verschiedenen Angaben ergab sich eine Höhe von 300′ und eine Länge von 40 und 60 Seemeilen. Die Form war die eines Hakens, dessen einer Schenkel 60 Meilen, der andere 40 Meilen lang war. Die durch dieses Eisgebirge gebildete Bay hatte einen Durchmesser von 40 Seemeilen. Wenn man bedenkt, dass ungefähr ein Neuntel des Berges über das Wasser hinausragt, so ergiebt das eine geradezu enorme Eismasse, und man kann sich über die Entstehung einer solchen nicht genug wundern. Sie scheint aber erklärlich, wenn wir uns ins Gedächtnis rufen, was James Ross über die grosse Eisbarrière im antarktischen Gebiete berichtet. Er verfolgte den Rand dieser riesigen, steil abfallenden Eisklippe auf eine Entfernung von 450 Meilen und fand, dass der Eismantel auf diese Entfernung unabänderlich die nämliche Höhe und den gleichen Charakter trage. Die Dicke dieses Eismantels berechnete er auf über 1000′. Ähnliches meldet auch Kapitän Wilkes: »An einzelnen Stellen segelten wir auf mehr denn 50 Seemeilen an einer senkrecht ins Wasser abfallenden Eiswand entlang, die 150 bis 200′ über das Wasser emporragte«.

Der folgende, sehr interessante Bericht von Kapitän Doan, amerikanisches Schiff »Francis«, ist gleichfalls den beim Hydrographischen Amte in Washington zugegangenen Mitteilungen entnommen:

Februar 16. 1893. Mittags. Breite 51° 1′ S. Länge 49° 15′ W. Passierten zwei grosse Eisberge, ca. 15 Meilen auseinander und sahen in SSO einen andern sehr grossen Berg von mehrern hundert Fuss Höhe und mehr als einer Meile Länge. Machten für die Nacht kleine Segel. Um 1 h. a. m. 2 h. 30 a. m. und 4 h. a. m. d. 17. Februar passierten grosse Berge. Das Wetter war bedeckt und trübe. Wind auf NW laufend. Nach 4 h. a. m. begann die Dämmerung, als wir recht voraus eine immense Eisbarrière gewahrten, die sich in der Richtung NW und SO so weit erstreckte, wie wir vom Top des Mastes aus sehen konnten. Einige der treibenden Gletscher waren meilenlang und von 300—500′ hoch. Wir hielten zunächst auf die Bank zu, bis auf etwa eine Meile Entfernung, da wir aber keine Durchfahrt finden konnten, wendeten wir um 5 h. a. m. südwestlich. Nun gewahrten wir Berge rund um uns herum. Temperatur von Luft und Wasser von 47—50° F. Um Mittag wendeten wir wieder nördlich und passierten verschiedene grosse und kleine Berge. Um 3 h. p. m. kam die Eisbarrière wieder in Lee in Sicht, und sie zeigte sich jetzt noch ebenso undurchdringbar, als zuvor. Bis 5 h. 30 p. m. hielten wir darauf zu, und da das Eis sich nun, so weit wir sehen konnten, ausdehnte und bis zu zwei Strich am Luvbug peilte, mussten wir neuerdings wenden und wieder nach Süden hin liegen. Nun holte der Wind auf SW und wurde stürmisch. Das waren schlechte Aussichten für die Nacht, da wir das Eisfeld nun dicht in Lee hatten. Um Mitternacht 17./18. Februar halsten und brachten das Schiff auf WNW Kurs. Refften die Marssegel, Kreuzmarssegel fest. Grobe See. Bei Tagesanbruch sahen einen Berg recht voraus, ca. eine Meile lang und 400—500′ hoch. Er war auf der Oberkante vollkommen eben und fiel an der Kante genau lotrecht ab, so scharf wie das Eis, das bei uns in Blöcken aus den Seen gehauen wird. Es war in die Augen springend, dass diese grossen Berge in dem nämlichen Zustande geblieben waren, wie z. Z., da sie sich von der grossen Eisbarrière losgelöst hatten, während die unregelmässigen Kontouren der kleinern Berge zeigten, dass sie gekentert sein mussten. Um 11 h. a. m. sahen wir die gefürchtete Eisbarrière von neuem, immer noch sich in nordwestlicher Richtung erstreckend. Um Mittag waren wir in 50° 29′ S und 47° 12′ W. Wir gewahrten nun, dass ein starker NO-Strom uns auf die gefürchteten Eisklippen zu setzte, eine neue Gefahr, die sich zu den vielen gesellte, mit denen wir bereits umgeben waren. Um 1 h. p. m. glaubten wir, das Ende der Eisbarrière in NW, etwa 1½ Strich am Leebuge, wahrnehmen zu können. Nun setzten wir trotz des stürmischen Windes Segel, um das Schiff frei zu machen. Es gelang uns trotz der äusserst wilden und unregelmässigen See, die zum Teil meist durch die gegen die Eisbank andrängende und von dieser wieder zurückgestossene und abgelenkte Strömung verursacht wurde. Wir hatten die Genugthuung, zu beobachten, wie wir langsam an der gefürchteten Wand vorrückten, und der letzte Punkt derselben immer weiter nach Lee auswanderte. Die Länge der ganzen Eismasse betrug nach Vergleich mit unserer gelaufenen Distanz 6 Meilen, und wir schätzten ihre Breite auf ca. 3—4 Meilen. Um 4 h. 14 m. hatten die letzte Spitze passiert, von wo die Kante einen nordöstlichen Verlauf nahm, so dass wir von ihrer gefährlichen Nähe befreit waren. Man kann nicht genug auf diese grosse Gefahr aufmerksam machen, die genau im Track der ostwärts ums Kap Horn bestimmten Schiffe liegt. Ohne Zweifel dauert es Jahre, bis dieser Berg von Eis ganz geschmolzen ist.

Was die Anzeichen, die als Warnung vor der Annäherung an das Eis dienen können, anbetrifft, so sind verschiedene Mittel vorgeschlagen. Vielfach wird besondere Beachtung der Temperatur von Luft und Wasser empfohlen. In manchen Fällen mag diese nützlich sein, aber viele Mitteilungen zeigen wieder, dass man sich nicht immer auf dieses Auskunftsmittel verlassen darf. Neben dem

vorerwähnten Berichte des Kapitäns Miller von der Bark »Lindores Abbey« liegen noch weitere vor, die klar zeigen, wie wenig man sich auf das Thermometer verlassen darf. Kapitän Mc. Millan von der britischen Slup »Dudhope« schreibt: Sorgfältige Beobachtungen der Luft- und Wassertemperatur wurden regelmässig genommen, aber es liess sich daraus niemals ein Schluss auf eine Annäherung an das Eis ziehen, die, nebenbei erwähnt, immer von luvwärts geschah. Wenn wir dagegen in Lee einen Berg passierten, wurde in der Regel ein Fallen der Lufttemperatur um einige Grade beobachtet. Einmal passierten wir innerhalb einer Kabellänge von einem Berge und fanden, dass die Temperatur die nämliche war, wie in einer Entfernung von verschiedenen Meilen. Man muss daraus den Schluss ziehen, dass bei unsichtigem Wetter auch eine unverändert bleibende Temperatur nicht als Zeichen der Sicherheit vor Eisgefahr angesehen werden darf. Äusserste Sorgfalt und ein überaus guter Ausguck sind die einzigen zuverlässigen Mittel, um sich in dieser Beziehung vor Schaden zu hüten. Wer sich auf das Thermometer verlässt, kann unbemerkt in die grösste Gefahr laufen. Wenn die Temperatur bedeutend fällt, so dass man auf die Nähe von Eis schliessen muss, dann ist es zu spät, um noch erfolgreich ein Manöver auszuführen.

Wie bereits erwähnt, giebt es Jahre, wo wenige oder gar keine Eisberge auftreten, und wieder andere, wo sie in grosser Zahl gemeldet werden. Im Jahre 1832 war in den südlichen Ozeanen so viel Eis, dass eine Flotte von Walfischfängern, die von Valparaiso auslief, um bei den Falklandsinseln auf Fang auszugehen, genötigt war, umzukehren, da sie nicht durch das Eis zu dringen vermochte. Dann war im Jahre 1854 wieder eine grosse Ansammlung von Eisbergen, und eine dritte solche Periode fällt in die Jahre 1892 und 1893. In den dazwischenliegenden Jahren liefen nur wenige Meldungen über Eisberge ein. Was ist nun die Ursache dieses massenhaften Auftretens der Berge in einzelnen Jahren? Einige Autoritäten erklären sie durch vulkanische Eruptionen, die ein massenhaftes Abbrechen der grossen Eisstücke vom Gletscherrande verursachen. Andere führen sie auf Erdbeben zurück, und wieder andere halten einen ungewöhnlich starken Schneefall für die Ursache der Erscheinung. Allgemein scheint die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung die Abtrennung der Berge, bezw. die Häufigkeit derselben, zu regeln. Bewegt sich das Eis an der Basis so langsam, dass das Schmelzen des Randes bei der Berührung des Salzwassers die Ausbreitung ausgleicht, so lösen sich keine Berge ab, es sei denn, dass solche vom obern Teile des Randes abbrechen und in die See stürzen. Dieselben sind dann aber verhältnismässig klein. Die Verteilung der Eisberge ist auf der »Pilot Chart« durch zwei Karten veranschaulicht, deren eine die Grenzen des Auftretens von Bergen in verschiedenen Jahreszeiten veranschaulicht, während die andere die in den verschiedenen Monaten der Periode 1892 und 1893 gemeldeten

Berge verzeichnet. Die Hauptsammelplätze oder wenigstens diejenigen Stellen, wo die meisten Berge gesichtet worden sind, sind die Gegend um das Kap Horn herum, östlich und nordöstlich der Falklandinseln, dann südlich von Afrika und von da in einer langgezogenen, etwa auf dem 45. Parallel entlang laufenden Linie bis zum 75. Meridian Ost von Greenwich. Westlich des Kap Horn finden wir in 1892 eine Reihe von Bergen, die sich den 55. Breitenparallel entlang von 100° bis 135° W hinzieht. Die niedrigste Breite, in der Berge wahrgenommen wurden, liegt im Südatlantischen Ozeane, und zwar in 37° S, in der Nähe des 20. Westmeridians. Nach der Verteilung der Berge, wie sie sich aus den Karten zeigt, wird man darauf schliessen können, dass sie sich an verschiedenen Stellen des antarktischen Kontinents gebildet haben und dann durch die gemeinschaftliche Einwirkung von Wind, Oberflächen- und Unterstrom erst nordwärts, dann nordwestlich und schliesslich ostwärts getrieben sind. Wenn es gelingen sollte, im Laufe der Zeit auch noch Berichte aus höhern Breiten aus den beiden Jahren (1892 und 1893) zu erlangen, so wäre die Möglichkeit denkbar, den Weg, den die einzelnen Gruppen von ihrer Entstehung an genommen haben, zu verfolgen und so Schlüsse auf den Ort zu ziehen, wo im antarktischen Landgebiete die Bildung und Lostrennung der einzelnen beobachteten Gruppen von dem grossen Eismantel stattgefunden hat.

Voraussichtlich ist die Lebensdauer eines Berges in den südlichen Meeren viel länger als im Norden, da sie dort grösser sind und eine kompaktere Masse bilden und, wie wir gesehen haben, bis in niedrigere Breiten vordringen, als im Nordatlantischen Ozeane. Towson erwähnt, dass im Jahre 1850 ein Eisberg bis in Sicht des Kaps der guten Hoffnung getrieben ist, und im August, September und Oktober des Jahres 1828 mehrere Berge in jener Gegend gesehen wurden. Es ist dies ein ungewöhnliches Vorkommnis, dass Berge bis in solch niedrige Breiten (34°) treiben.

Die nördliche Grenze, bis zu der sich die Berge in den hier behandelten Jahren (1892 und 1893) zeigten, liegt im allgemeinen (über den gesamten südlichen Ozeane) weiter nördlich, als in irgend einer andern Periode, für welche ähnliche Aufzeichnungen existieren. Von einigen der im Südatlantischen Ozeane getroffenen Bergen wird gemeldet, dass sie Verfärbungen aufwiesen, und Erdspuren daran erkenntlich waren. Wahrscheinlich ist dies darauf zurückzuführen, dass eine Gletscherspalte frei lag, in welche einst die Trümmer einer Moräne hineingestürzt sind.

Um zu zeigen, wie weit einzelne Bruchstücke dieser südlichen Eisberge zu treiben vermögen, sei noch der folgende, vom Kapitän der Brigantine »Dochra« beim Hydrographischen Amte eingelaufene Bericht erwähnt: »Am 30. April 1894 in 20° 30′ S und 25° 40′ W bemerkt um 10^h vormittags ein treibendes Stück Eis, ca. 12 Fuss lang und 4 Fuss breit; es sah schneeweiss aus und schien porös und durchlöchert. Wir passierten es ganz nahe, und mehrere Leute sahen das Eis.«

Die fossilen Eislager und ihre Beziehungen zu den Mammutleichen. Baron Eduard v. Toll hat 1885 und 1886 zwei wissenschaftliche Reisen nach dem Janalande und den neusibirischen Inseln ausgeführt, um die Eislager Nordostasiens zu studieren. Die wissenschaftlichen Ergebnisse derselben hat er jüngst veröffentlicht[1]), und Prof. Penck giebt eine lichtvolle Erläuterung und Übersicht derselben[2]), der das Folgende entnommen ist: Um die Begriffe Eisboden und Bodeneis, deren Benennung zu Verwechselungen im Gebrauche Veranlassung giebt, möglichst auseinander zu halten, schlägt v. Toll vor, das bis jetzt als Bodeneis bezeichnete Eis mit dem Namen Steineis zu belegen. Es sind aus dem Bereiche des gefrorenen Bodens Sibiriens, des Eisbodens, recht verschiedene Typen von Steineisvorkommnissen bekannt geworden, nämlich: 1. Als dünne Adern oder Trümmer oder als förmliche Gänge in Spalten des vom Froste geborstenen Bodens (von Lopatin am untern Jenissei beobachtet). 2. Als Schichten fluviatilen Ursprunges, die unter dem Schutze von Wärmeisolatoren erhalten sind (Schergin-Schacht bei Jakutsk, mutmasslich auch Amginok-Grube und an der Boganida, am Ishiga-Busen). 3. Als Schichten lakustren Ursprunges in den Olbuts, nämlich jenen Seen, deren Wasser im Winter plötzlich verschwindet, sowie in den Seen, welche ganz zufrieren und dann von einer Moosvegetation überkleidet werden. 4. Als litorale Ablagerung äolischer Entstehung an der Brandungsgrenze arktischer Meere (von Lopatin auf Sachalin beobachteter Eisstrandwall). 5. Das mächtige Steineis auf der Halbinsel Bykow an der Lenamündung, zwischen Schandron und Alaseja, und auf der neusibirischen Insel Ljächow, welches das Liegende der mammutführenden Schichten bildet und vom Verf. als Gletschereis angesehen wird. Verf. bespricht sodann die von ihm näher untersuchten Steineisbildungen. Im Janalande wurde 12 *km* oberhalb der Mündung des Chalbui in den Bytantai (einem Nebenflusse der Jana) 1877 die Leiche jenes Rhinoceros entdeckt, welches L. v. Schrenck als Rhinoceros Merkii beschrieb und nach Tscherski Rh. antiquitatis ist. Der noch wohlerhaltene Fundort zeigt als Muttergestein der Leiche gefrorene, teils sandige, teils kiesige Flussanschwemmungen. Dies ist von L. v. Schrenck in Zweifel gezogen worden. Gestützt auf die reinliche Beschaffenheit des Kopfes nahm v. Schrenck an, dass der Kadaver in Eis eingebettet gewesen sei. Dem hält v. Toll entgegen, dass der Kopf des Kadavers zweimal gewaschen wurde, bevor er nach St. Petersburg gesandt wurde; er erläutert zugleich an einem Beispiele, wie Tierkadaver in Alluvionen eingebettet und hier in gefrorenem Zustande erhalten werden können. Ferner wurden am Borüräch, einem rechten Nebenflusse des sich in den Tschendon ergiessenden Dodoma, Mammutreste aufgefunden. Eine Nachgrabung liess eine Wechsellagerung von Lehm- und Kiesschichten mit reinem,

---

[1]) Mémoires de l'Académie de St. Pétersbourg (7) 42. Nr. 13.
[2]) Neues Jahrbuch für Mineralogie 1897. 1. p. 144.

deutlich geschichteten Eise erkennen. Dies Eis vergleicht Verf. mit dem Aufeis sibirischer Flüsse, wie es sich gegenwärtig noch in Eisthälern (Taryn) bildet. Da die Mammutreste in den hangenden, lehmigen Schichten gefunden wurden, so erhellt hieraus, dass das Mammut zu einer Zeit lebte, als die Bildung von Eisthälern in Sibirien bereits möglich war. Die 2000 *qkm* grosse Ljächow-Insel besteht mit Ausnahme ihrer drei gebirgigen Eckspitzen und einem Berge in der Mitte der Insel aus mächtigen Eismassen, welche von Sandschichten mit Pflanzenresten, mit Torf oder Tundrenschichten dermassen überdeckt worden, dass sie nur an der Küste, in halbkreisförmigen Klüften zu Tage treten. Durchsetzt wird das Eis von Einsenkungen von Sand und Lehm, so dass es anscheinend aus einzelnen Schollen besteht. Diese Sand- und Lehmschichten wittern aus dem Eise nach der Art der Schuttkegel auf Gletschern aus und bilden pyramidenförmige Hügel, Baidsharach genannt. Aus ihnen stammen die Mammutreste. Die hangenden Süsswasserschichten enthalten Bänke von Pisidium und Valvata, Phryganidenlarven, Blätter von Betula nana und Zweige davon oder von Salix-Arten, ferner Blätter und Zweige von Alnus fruticosa, deren Polargrenze heute 4^{0} weiter südlich liegt, endlich die Reste von Mammut, von Rhinoceros tichorhinus und Ovibos moschatus. Die Kotelny-Insel hat auf der Ostseite im Balalyktach-Thale grössere Eismassen, ferner auf der Westseite an der Seehundsbai. Hier liess sich die Struktur des Eises, das im auffallenden Lichte grünlich aussieht, erkennen. Es besteht aus unregelmässig gelagerten, bald prismatischen, bald seitlich abgeplatteten, hier und da mit Rillen bedeckten Körnern von 5—10 *mm* Durchmesser. Diese Struktur tritt erst beim Tauen hervor. Die gleiche Struktur hat das gleichfalls grünliche, hier und da geschichtete oder schichtweise verunreinigte Eis der Insel Ljächow. v. Toll bezeichnet beide Vorkommnisse daher als Gletschereis und hebt betreffs der Kleinheit des Kornes die Analogie mit dem grönländischen Inlandeise hervor, welches im Vergleiche zu den Alpengletschern auch recht kleinkörnig ist. Er führt ferner aus, dass das Steineis der Halbinsel Bykow nach den Beschreibungen von Adams und Bunge in ganz ähnlicher Weise vorkomme, wie das von Ljächow und Kotelny, und interpretiert den Bericht von Adams, laut welchem die Mammutreste dort »au milieu des glaçons« gelegen gewesen seien, dahin, dass sie aus den Lehm- und Sandeinsenkungen zwischen dem schollenähnlich verteilten Steineise herrühren. Weiter verweist er auf die auffälligen Ähnlichkeiten zwischen den neusibirischen Steineisvorkommnissen und jenem der Escholz-Bai, in dessen Hangendem gleichfalls Mammutreste gefunden wurden. Endlich führt er Moränenspuren aus Nordostasien an, nämlich die von Tscherski aufgefundenen, auf der Wasserscheide zwischen Kolyma und Indigirka, die von ihm entdeckte Moräne am Anabar-Busen, sowie auf Rundhöcker und Grandrücken auf dem »Sande« zwischen Kotelny und Fadejew. Aus alledem schliesst er auf eine frühere Vergletscherung Nordost-

asiens, deren Eis stellenweise im Steineis aufbewahrt sei. Dieser Vergletscherung folgte die postglaziale Mammutzeit; die Mammute lebten dort, wo ihre Reste gefunden werden, ihr Untergang geschah ohne Katastrophen, die Konservierung der Kadaver ist dem benachbarten Eise zu verdanken. In Westsibirien hingegen folgte auf die Vergletscherung eine Transgression des Meeres, welche die Eiszeitspuren verwusch, und dann erst folgte die Mammutzeit. Eine ähnliche Transgression fehlt in Nordostasien mit Ausnahme der Nordwestspitze der Insel Neusibirien; was man als »Noahhölzer« bezeichnete, und was als Treibholz früherer höherer Meeresstände gedeutet wurde, ist entweder Juraholz oder miocänes oder quartäres Holz oder endlich heutiges Treibholz. Das Land hat sich hier in der Postglazialzeit nicht gehoben, sondern gesenkt, dadurch sind die Gebiete der Mammutfauna in Inseln zerstückelt worden. Dadurch nun, dass sich die Gebiete der marinen postglazialen Transgression und das glaziale Steineis ausschliessen, schliesst Baron v. Toll auf einen kausalen Zusammenhang beider, analog dem Verhältnisse der glazialen Gebiete zu dem marinen Diluvium im europäischen Russland, und er stellt dementsprechend folgendes Schema für die Gliederung der nordsibirischen Quartärbildungen auf:

	Jenissei-Tundra	Anabar-Tundra	Neusibirische Inseln
Jüngeres Postglazial	Süsswasserschichten mit Wassermoosen, Larix-Resten und Mammut	Süsswasserschichten	Süsswasserschichten mit Cyclas, Valvata, Alnus fruticosa, Salix, Betula nana, Mammut
Älteres Postglazial	Marine Thone mit Glazialgeschieben	Nicht mächtiges Steineis	Mächtiges Steineis
Glazial	Moräne abradiert	Moräne	Moräne unbekannt.

Eisbildungen in Höhlen in Gestalt von Stalagmiten beschrieb Dr. J. Zellner[1]). In der Höhlensteinhöhle bei Mariazell in Steiermark, die sich mit einem grossen und kleinen Portale dem Tageslichte öffnet, fand er am 3. März 1897 den vordern Teil völlig schneefrei, auch die Wände und die Decke waren bis auf einige kleine Eiszapfen am Eingange unvereist; am Boden jedoch befanden sich zwei kleine Eistümpel, aus welchen sich mehrere stalagmitenartige Eiszapfen erhoben. Einige derselben schienen auch abseits der kleinen Eisfelder direkt aus dem Boden der Höhle emporgewachsen zu sein. Ihre Zahl betrug etwa im ganzen 25, ihre Höhe zwischen 20 und 45 *cm*. Ihr Aussehen war sehr verschieden. Während einige die gewöhnliche konische oder fast cylindrische Form zeigten, hatten andere gegen die Basis zu eine schwache Einschnürung und in der

[1]) Mitt. des deutschen u. österr. Alpenvereins 1897. Nr. 16.

Nähe des Scheitels eine taschenförmige Aushöhlung, welche etwas Wasser enthielt, eine dritte Form war keulenförmig (mit einer oder zwei Einschnürungen) gestaltet; diese letztere fiel durch ihre verhältnismässige Länge und den ausserordentlich dünnen Stiel auf, der sich jedoch an der Aufsitzstelle erheblich verbreiterte. Die Entstehung dieser Bildung ist leicht einzusehen. Das durch die Decke der Höhle sickernde Wasser tropft an gewissen Stellen auf den Boden und bildet, hier gefrierend, allmählich Zapfen von der gewöhnlichen Form, ein Prozess, der dem der Bildung von Kalkstalaktiten u. dergl. völlig analog, nur ungleich rascher ist, und der so lange fortgeht, als die Lufttemperatur der Höhle unter 0° beträgt. Sobald aber die Lufttemperatur über 0° steigt, wirkt das abtropfende Wasser auflösend auf das Eis und höhlt daher das Eisgebilde an der Spitze taschenförmig aus. Dieser Vorgang währt gleichzeitig mit dem Abschmelzen der Zapfen an ihrer äussern Oberfläche fort, bis die innere Höhlung den Erdboden berührt, und der Zapfen nur mehr eine kraterförmige Ruine darstellt. Ähnliches sieht man bei grösserer Kälte an Quellen, welche oft von einem förmlichen Eiscylinder umgeben sind, durch dessen innere Höhlung das wärmere Quellwasser herabfällt. Was die Keulenform anbelangt, so ist sie, wie Prof. H. Crammer ausführt[1]), keine Folge der Abschmelzung, sondern von Vorgängen während der Eisbildung. Bei gleichbleibender Temperatur des Tropfwassers und der Höhlenluft, sowie bei konstantem Intervalle des Tropfenfalles entstehen Stalagmiten von cylindrischer Form. »Je niedriger die Temperaturen von Wasser und Luft sind, und in je grössern Intervallen der Tropfenfall vor sich geht, um so dünnere Stalagmiten wachsen in die Höhe. Wenn nun während des Wachsens ein und desselben Stalagmiten die Temperaturen und das Tropfenintervall Schwankungen unterworfen sind, so wird dieser Stalagmit an solchen Stellen, welche bei niedrigerer Temperatur und spärlichem Tropfenfalle entstanden sind, dünner sein als an jenen, die bei höherer Temperatur und reichlicherem Tropfenfalle wuchsen. Mit andern Worten: Der Stalagmit wird eine oder mehrere Einschnürungen und keulenförmige Verdickungen besitzen. Die feine, netzförmige Aderung auf der Oberfläche und die Luftkanäle im Innern der Stalagmiten hängen mit der krystallinischen Beschaffenheit des Eises zusammen. Jedes unmittelbar aus Wasser gebildete Eis (das Firneis ist somit hiervon ausgeschlossen) besteht schon im Moment seines Entstehens aus Krystallen, deren Axen auf den jeweiligen Gefrieroberflächen senkrecht stehen. Anfänglich sind diese Krystalle dem freien Auge nicht erkenntlich, weil sie ganz dicht aneinanderliegen. Erst wenn Schmelzung eintritt, wittern die Krystalle sozusagen auseinander, wodurch auf der Oberfläche die netzförmige Zeichnung und später im Innern ein System von mit Luft erfüllten Kanälen und Spalten sichtbar wird.«

---

[1]) a. a. O. Nr. 21. p. 261.

13. Die Lufthülle im allgemeinen.

Die Zusammensetzung der atmosphärischen Luft. Die atmosphärische Umhüllung der Erde besteht bekanntlich aus einem Gemenge verschiedener Gase, unter denen Sauerstoff und Stickstoff bei weitem überwiegen. Nach den ältern Untersuchungen von Dumas und Boussingault enthält die Luft 20.8 Raumteile (23 Gewichtsteile) Sauerstoff und 79.2 Raumteile (77 Gewichtsteile) Stickstoff. Diese Angaben sind durch alle spätern Untersuchungen im grossen und ganzen bestätigt worden, denn es fanden sich nur Abweichungen, die einige Zehntel Prozent nicht übersteigen. Nach Entdeckung des Argons müssen indessen die bisherigen Angaben über die Zusammensetzung der Luft geändert werden. Genauere Untersuchungen von A. Leduc über die Dichten des Sauerstoffes, Stickstoffes und Argons, sowie über die völlig getrocknete, von Kohlensäure freie Luft haben folgende Ergebnisse geliefert: Für normalen Luftdruck und die Breite von Paris fand sich das Gewicht von je ein Liter Sauerstoff zu 1.4293 *g*, Stickstoff zu 1.2507 *g* und Argon zu 1.780 *g*. Die von Kohlensäure freie, trockene Luft enthält 0.232 Gewichtsteile Sauerstoff, 0.756 Stickstoff und 0.0119 Argon. Sonach ist die Zusammensetzung der atmosphärischen Luft folgende: Sauerstoff 21.0 Raumteile (23.2 Gewichtsteile), Stickstoff 78.6 Raumteile (75.5 Gewichtsteile), Argon 0.94 Raumteile (1.3 Gewichtsteile).

Die Verteilung des Argons in der Atmosphäre ist von Th. Schlösing jun. durch Analysierung einer Anzahl Luftproben, welche auf dem Atlantic, dem Mittelmeere, im Kanale und bei den Azoren gesammelt wurden, studiert worden[1]). Im ganzen wurden sieben Luftproben untersucht, und diese zeigten einen merkwürdig übereinstimmenden Gehalt an Argon. Der Mittelwert betrug 0.01184 des Stickstoffes, und die grösste Abweichung von diesem Mittelwerte erreichte nur etwa $^1/_{500}$ dieses Wertes. Die frühere Bestimmung in Paris hatte 0.01184 und anderwärts 0.01182 ergeben. Man kann daher mit ziemlicher Sicherheit behaupten, dass das Argon wie der Sauerstoff und Stickstoff gleichmässig in der Atmosphäre verteilt ist und normal 1.184 % des Stickstoffes plus Argon ausmacht. Bringt man die für die Methode erforderliche Korrektion von 0.7 % an, so erhält man den Wert 1.192 %.

Ozonometrische Bestimmungen auf dem Mont Blanc hat M. de Thierry ausgeführt[2]). In Chamonix wurde die erste Messung am 23. August 1896 gemacht, bei Westwind, 20° Temperatur und 680 *mm* Druck; eine zweite am nächsten Tage bei Westwind, 19° C. und 684 *mm* Druck. Auf den Grands Mulets wurde eine Messung am 4. September 5^h morgens bei schönstem Wetter be-

[1]) Compt. rend. Paris 1896. **123.** p. 696.

[2]) Compt. rend. Paris 1897. **124.** p. 460. Naturw. Rundschau 1897. Nr. 20. p. 255.

gonnen, Temperatur 21° C., Druck 539 *mm*, Wind Südost. Die Resultate dieser Versuche sind in nachstehender Tabelle enthalten, welche die Mittel aus vier Einzelmessungen des Ozons in 100 *cbm* Luft angeben, die stets aus der Richtung des Gebirges entnommen war:

	Chamonix	Grand Mulets	Montsouris
23. August 1896 . . .	3.5 *mg*	—	2.0 *mg*
24. August 1896 . . .	3.9 »	—	—
4. September 1896 . .	—	9.4 *mg*	2.4 *mg*

Überraschend ist die grosse Menge atmosphärischen Ozons, welche in Chamonix (1050 *m*) 3.5 *mg* und auf den Grands Mulets (3020 *m*) 9.4 *mg*, d. h. fast viermal so gross gewesen als in Paris. Die Menge des Ozons wächst also mit der Höhe.

14. Temperatur.

Temperatur-Minima auf dem Ararat und Alagös. Wie A. Woeikoff mitteilt[1]), legte A. W. Pastuchow am 16. Juni 1893 ein Maximum- und Minimum-Thermometer auf dem grossen Ararat (in 5146 *m* Seehöhe) nieder und las bei seiner folgenden Besteigung am 25. August 1894 ab: Minimum — 39.7°, Maximum 17.5°; jedoch ist letztere Zahl höher als die maximale Lufttemperatur, denn das Maximal-Thermometer war in einem Blechkasten ausgestellt, welcher von den Sonnenstrahlen getroffen wurde. Dann stellte er die Instrumente wieder auf, derart, dass sie der Luftströmung und nicht der Sonne ausgesetzt waren. Bei seinem nächsten Besuche des Berges am 14. September 1895 las er ab: Minimum — 34.1°, Maximum 3.9°. Im Jahre 1893 besuchte er auch den kleinen Ararat (3900 *m*) und den Alagös (4271 *m*) und liess dort Minimum-Thermometer, welche er bei seinem nächsten Besuche im Jahre 1895 ablas. Sie gaben auf dem kleinen Ararat — 29.1°, Alagös — 32.0°. Auf dem armenischen Plateau in Kars (1742 *m* über Meeresniveau) waren die Minima in dem Winter 1893—1894: — 34.3° und 1894 bis 1895: — 35.3°, also in letzterem noch niedriger als auf dem grossen Ararat. Und dies ist nicht das absolute Minimum in Kars; im Februar 1893 wurde — 40° C. beobachtet. Auf dem windstillen, schneebedeckten Plateau sind also die Minima nicht tiefer als in dreifacher Höhe auf einem isolierten Berge.

Die Temperaturbeobachtungen in verschiedenen Höhen am Eiffelturme in den Jahren 1890—1894 sind von A. Angot bearbeitet worden[2]). A. Woeikoff hat die gegebenen Daten weiter untersucht und mehrere interessante Ergebnisse daraus abgeleitet[3]). Er findet aus denselben u. a. für keine Gruppe von Monaten im

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 308.
[2]) Angot, Resumé des Obs. Météor. faites au Bureau Central et à la tour Eiffel 1890—1894.
[3]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 353.

Mittel irgend einer Stunde eine vertikale Temperaturdifferenz, welche einem labilen Gleichgewichte entspräche, also, im Mittel wenigstens, keine Bedingungen für vertikale auf- und absteigende Ströme. »Wenn,« sagt er, »eine vertikale Temperaturdifferenz, welche einem labilen Gleichgewichte entspricht, und also zu vertikalen auf- und absteigenden Luftsrömen führen muss, schon zwischen 160 *m* und 302 *m* im Mittel nur an einer, resp. zwei Stunden des März und April existiert und zu keiner einzelnen Stunde der andern Monate, so müssen wir wohl vorsichtig sein mit der Annahme von vertikalen auf- und absteigenden Luftströmungen, die viel höher reichen sollen. Natürlich gilt dies für das Klima von Paris, und wir können sicher behaupten, für das Klima Centraleuropas überhaupt. Bei stärkerer Insolation, kleinerer Luftfeuchtigkeit und diathermanerer Luft wird sich das labile Gleichgewicht auf grössere Höhen erstrecken, ob es aber in normalen Verhältnissen, d. h. ohne einen besonders kalten Luftstrom oben, bis über die doppelte Höhe des Eiffelturmes reichen wird, ist sehr zu bezweifeln. Die Anwendung dieser Erfahrungen auf die Theorie der Bildung der Cumuli, welche meistens erst weit über der doppelten Höhe des Eiffelturmes anfängt, ist leicht zu sehen. Die Bildung dieser Wolken durch eine allgemeine Ausdehnung der Luft infolge der Wärme scheint nach den Beobachtungen auf dem Eiffelturme mehr Wahrscheinlichkeit zu haben, als diejenige durch den vertikalen courant ascendant.

15. Luftdruck.

Die tägliche Periode des Luftdruckes in Kalocsa, in der ungarischen Tiefebene, ist infolge einer Aufforderung Prof. Hann's durch J. Fényi untersucht worden. Die Beobachtungen begannen am 2. Februar 1896 mittels eines Richard'schen Barographen und sind bis Ende 1897 fortgesetzt worden[1]. In dem nach der Bessel-schen Formel berechneten Gange des Luftdruckes findet man die von J. Hann (Sitzungsber. d. W. Akad. **102**. p. 676) besprochene Beziehung der einfachen und doppelten Periode des Luftdruckes zur Witterung in prägnanter Weise bestätigt. Die bekanntlich grössere Schwankung des Luftdruckes an heitern Tagen kennzeichnet sich als das fast alleinige Resultat der viel grössern Amplitude der einfachen Welle. Diese Amplitude ist in Kalocsa an heitern Tagen viermal grösser, als an trüben Tagen; während anderseits die Amplitude der doppelten Periode nur um 20% grösser ist. Vollends entgegengesetzt ist aber das Verhalten in bezug auf die Phasenzeit. Während die Phasenzeit der einfachen Periode um 12 Stunden verschoben erscheint, d. h. die einfache Welle bei trübem Wetter umgekehrt auftritt, bleibt die Phasenzeit der doppelten Welle ganz unberührt. Die Übereinstimmung bis auf 1′ mag als zufällig

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 272.

gelten; es würde ja eine Genauigkeit bis auf zwei Zeitsekunden bedeuten. Es möge noch bemerkt werden, dass der hier berechnete konstante Phasenwinkel von 136° auch mit den anderwärts auf dem Erdkreise berechneten überraschend übereinstimmt, namentlich aber, dass der aus den Barogrammen von Boroma in Südafrika (— 16° Breite) berechnete ebenfalls 137° ergab; der Zeitunterschied würde da nur etwas über eine Minute betragen. Diese Konstanz charakterisiert die doppelte Welle als eine Erscheinung kosmischen Ursprunges.

Der Luftdruck erreicht in Kalocsa sein tägliches Hauptmaximum etwas nach 10^h vormittags mit + 0.39 *mm*, das Hauptminimum um 4^h 30^m nachmittags mit — 0.44 *mm* unter dem Mittel, die sekundären Extreme treten zurück. Bei trübem Wetter aber beträgt die Amplitude der einfachen Welle nur die Hälfte jener der doppelten Welle; diese gelangt demnach zur Herrschaft, und man hat in Kalocsa sodann täglich zwei hervortretende Maxima.

Vergleichung der Barogramme von einigen Orten rings um Wien. Max Margules hat[1]) die Barogramme von Wien und vier je 60 *km* entfernten Orten, der sieben Monate August 1896 bis Februar 1897 miteinander verglichen. Die bei dieser Arbeit gewonnene Erfahrung lässt sich kurz zusammenfassen:

Die Aufzeichnungen genügen, um zu Zeiten dauernder SO- oder NW-Winde die Druckverteilung in Niederösterreich zu erkennen. Die grössten Barometerdifferenzen kommen bei südöstlichen Winden vor, zwischen Pressburg und Krems oft 4—5 *mm*. Die Windgeschwindigkeit in Wien ändert sich — auch bei sonst gleichen Umständen — nicht annäherungsweise proportional mit dem Gradienten.

Bei Westwinden findet man zumeist nur kleine Barometerdifferenzen zwischen den entferntesten Orten, selten über 3 *mm*. Die Stürme — in Wien fast alle aus W und WNW — treten unter sehr verwickelten Verhältnissen auf, die Druckverteilung lässt sich nach den Aufzeichnungen der fünf Stationen nicht genügend sicher konstruieren.

Bei der Einrichtung des Kreuzes von Barographenstationen war die Absicht zunächst auf das Studium der Gewitterkurven gerichtet. Auch für diesen Zweck erweist sich die Zahl der Stationen als unzureichend. Die Zacken und Stufen der Barogramme haben zumeist in den fünf Orten ganz verschiedene Formen; mit der doppelten Anzahl von Registrierapparaten würde es leicht gelingen, den stetigen Übergang von einer Kurve zur nächsten zu verfolgen.

16. Wolken.

Wolken und Wolkenbeobachtung. H. Helm Clayton veröffentlicht, auf grund der Beobachtungen am Blue Hill Observatorium

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 241 u. ff.

in Nordamerika eine wichtige Arbeit über Wolkenbeobachtungen [1]) von der C. Kassner eine eingehende kritische Analyse giebt [2]), der das Folgende entnommen ist.

Eine Einteilung der Wolken für wissenschaftliche Zwecke muss Form, Höhe und Entstehung beachten. »In der ersten Zeit war nur die Form massgebend, während man später einsah, welche Bedeutung das Wolkenstudium für die Erkenntnis der Luftströmungen hat, und daher auch die Höhe und Ortsveränderung der Wolken berücksichtigte; bei dem internationalen System sieht Clayton gerade in der Einführung der Gruppen hoher, mittlerer und niedriger Wolken den grössten Fortschritt gegenüber Howard's System. Ersteres unterscheidet vier Formen: a) weit ausgebreitete oder schleierartige, b) gut begrenzte oder runde Formen, c) Wolken im aufsteigenden Luftstrome, d) gehobener Nebel als horizontale Wolkendecke. Hiergegen macht der Verfasser einige Einwendungen. Nach diesem Prinzip gehört der Cirrus als gut begrenzte Wolke mit dem Alto-cumulus, der runde Formen zeigt, in eine Klasse; Stratus könnte sowohl unter d, wie auch unter a eingereiht werden. Daher schlägt der Verf. folgendes Haupteinteilungsprinzip vor: a) Cirrusformen, vereinzelte Wolken von faserigem oder federförmigem Gewebe, b) Flockenformen, Wolken in Flocken oder Gruppen, meist nur in losem Kontakt, c) Haufenformen, gutbegrenzte, kuppelförmige oder durchbrochene weisse Wolken mit dunklen Schatten, im aufsteigenden Luftstrom sich bildend, d) Schichtformen, weit ausgebreitete oder schleierartige Wolken in horizontalen Schichten, teils auch nur in Fragmenten solcher Schichten. Hier ist nur die Form massgebend, während die Unterabteilungen durch die Höhe und dann wieder durch den Ursprung der Wolken gebildet werden.

An der Hand der Beobachtungen in Berlin, Upsala, Storlien und Blue Hill zeigt Clayton, dass es in der Atmosphäre bestimmte Schichten giebt, in denen Wolken häufiger sind als dazwischen, und zwar treten diese Schichten sowohl in der jährlichen wie täglichen Periode deutlich hervor. Er zeigt ferner, dass sie durch bestimmte Wolkenformen charakterisiert werden, die wieder mit ihrer Bildung in Verbindung stehen. So kommt er im Anschlusse an Vettin zu dem Resultate, dass die Wolken mit der Höhe auch ihre Form ändern und dass man mindestens fünf Schichten unterscheiden müsse. Hat man daher eine Wolkeneinteilung, die diesen Überlegungen Rechnung trägt, so leuchtet sofort deren Nutzen für das Studium der atmosphärischen Bewegungen ein, da man aus der Form der Wolke auf ihre Höhe schliessen kann, wenn natürlich auch Ausnahmen in bezug auf die Höhe vorkommen werden. Auf Grund solcher Erwägungen gelangte der Verf. zu folgendem Systeme:

Schicht	Mittl. Höhe	Grösste Häufigkeit
Cirrus	0.5 *km*	0.6 *km*
Cirro-cumulus	1.6	1.2— 1.7
Alto-cumulus	3.8	3.0— 4.4
Cumulus	6.6	5.8— 7.2
Stratus	8.9	8.5—10.0

Das Beiwort nimbiformis wird dann gebraucht, wenn die Wolken regendrohend aussehen, ferner bedeutet Cu-Ni collare den Wulst- oder Roll-Cumulus; die andern Namen sind leicht erklärlich. Sodann werden

[1]) Annals of the Astr. Observ. of the Harvard College. **30.** part. IV. Cambridge 1896.

[2]) Meteorologische Zeitschrift 1897. Litteraturbericht. p. (31).

Schicht	Stratiforms	Cumuliforms	Flocciforms	Cirriforms
Stratus . .	Str (fracto Str) Ni (fracto-Ni) Str nimbiformis	Cu informis	Ni cumuliformis Str-cu nimbiformis	
Cumulus . .	A-Ni (flocci-Ni)	Cu (fr-Cu) Cu-Ni Cu-Ni collare	Str-Cu	
Alto-cumulus	A-Str nimbiformis (A-Str tenuis)	Tonitro-Str od. A-Str tonitrus	A-Cu A-Cu tenuis	
Cirro-cumul..	Velo-Ci-Str (Velo-Str tenuis)	Tonitro-Ci (falscher Ci)	Ci-cu (grano Ci-cu)	
Cirrus . . .	Ci-Str (lacto Ci-Str)	.	Flocci-Ci	Ci Tracto-Ci Velo-Ci

noch folgende Zusätze vorgeschlagen: m = mammatus, un = undulatus, l = linsenförmig, tr = Wolkenbanden, pr. = Wolkenfasern oder Regenstreifen, die nicht auf die Erde hinabreichen. Ausser obigen Formen unterscheidet der Verf. noch einige Varietäten, die er zum Teil durch Abbildungen erläutert.

Weiter bespricht Clayton den jährlichen und täglichen Gang der Bewölkung. Das Maximum tritt im Mai und Juni, das Minimum schon im Juli ein, um dann bis zum März stetig zuzunehmen, während der April wieder geringere Bewölkung zeigt. Diese Periode ist gänzlich verschieden von der Niederschlagshäufigkeit, welche ihr Maximum im Winter und ihr Minimum im Sommer hat, wogegen die Regenmenge am grössten im August, am kleinsten im Juni ist. Die tägliche Periode zeigt Maxima zwischen 4 und 6^h vormittags und zwischen 12^h nachmittags und 2^h nachmittags, ein gut ausgesprochenes Minimum findet gegen 9 und 10^h vormittags statt.

Bei der Frage nach dem täglichen Gange der Bewölkung in den oben erwähnten fünf Schichten konnten nur die Beobachtuugen von 7^h vorm bis 10^h nachm. aus 1887 und 1888 benutzt werden. Wolken der Stratusschicht zeigen ein Maximum um die Zeit des Temperaturminimums, ein Minimum gegen Mittag, »ein Anzeigen dafür, dass vermehrte Kondensation der Abkühlung der unteren Luftschichten durch nächtliche Ausstrahlung zuzuschreiben ist, und für die Verdunstung der niedrigen Wolken durch Einstrahlung tagsüber.« In ähnlicher Weise werden auch die Kurven für die übrigen Schichten erörtert; besonders zu erwähnen ist daraus, dass das Maximum am Nachmittage von der Cumulusschicht (1^h nachm.) sich aufwärts immer mehr verspätet bis zur Cirrusschicht (5^h nachm.). Alle Schichten ausser der zweitobersten (Ci-cu) zeigen keine wesentlich verschiedenen Kurven in Cyklonen oder Anticyklonen, nur bei der eben erwähnten findet im Cyklonalwetter eine ständige Zunahme bis zum Abende hin statt.

Die Monate mit der geringsten relativen Feuchtigkeit (März und April) zeigen ein Vorwiegen des Cumulus, die mit der grössten (August bis Oktober) ein Vorwiegen des Stratus.

In dem Kapitel »Beziehung der Wolken zum Regenfalle«, das einen zahlenmässigen Beleg für die bekannte Verteilung der Wolkenformen im Cyklonalgebiete giebt, wird gezeigt, dass die erste Wolke (meist Cirrus) nach einem wolkenlosen Intervalle 15—20 Stunden vor dem Regen erscheint, die letzte 5—9 Stunden nach demselben verschwindet. Für die dabei aufgestellte fünfzehnstündige Regenperiode scheint die Zahl der Beobachtungen noch nicht genügend zu sein. Innerhalb 24 Stunden regnete es nach dem Auftreten von:

Cirrus	in	33 %
Cirro-cumulus	»	36 »
Cirro-Stratus	»	44 »
Alto-Cumulus	»	45 »
Alto-Stratus	»	68 »

Dabei ist die normale Regenwahrscheinlichkeit 43%. Es ergiebt sich, dass Wolkenformen allein im allgemeinen nicht für Regenvorhersage über 24 Stunden hinaus benutzt werden können, aber für einige Stunden voraus kann ein Beobachter mehr Vorteil daraus als aus Wetterkarten ziehen.

Das fünfte Kapitel bespricht die Beziehungen der Wolken zu Cyklonen und Anticyklonen und zeigt, dass die Beobachtungen die Hypothese bestätigen, wonach das Zentrum der Kondensation in der Cyklone durch die obern Luftströme dem Zentrum der Windbewegung an der Erdoberfläche etwas vorangetragen wird, und zwar im Winter (nach NE) mehr als im Sommer (nach E). Innerhalb 400 miles (650 *km*) vom Zentrum des Wolken- und Regenmaximums, das selbst im Mittel um 150 miles (240 *km*) ONO vom Cyklonenzentrum liegt, ist der Nimbus am häufigsten, ausserhalb, besonders nach N zu, der Cirrus. Je höher eine Wolke, um so weiter ab vom Zentrum. Bei den Anticyklonen liegt entsprechend das Minimum der Bewölkung gleichfalls im NO des Zentrums, aber im allgemeinen noch weiter von demselben; gegenüber im SW liegt das Maximum. Je höher eine Wolke, um so näher dem Zentrum. Verf. macht bei der graphischen Darstellung der cyklonalen Bewölkung auf die Ähnlichkeit jener mit einem Sonnenflecken aufmerksam, wodurch die Hypothese von E. von Oppolzer über letztere als Anticyklonen eine neue Stütze erhalte.

Im sechsten Kapitel behandelt der Verf. zunächst »beobachtete Entstehungsarten von Wolken«, indem er eine grosse Zahl von Wolkenbildungen schildert und ihre Erklärung giebt. Sodann stellt er Betrachtungen über die allgemeinen Ursachen der Wolkenbildung« an. Im Grunde genommen ist dieselbe in der Abkühlung der Luft zu suchen, und zwar entweder durch Strahlung, Expansion, Mischung oder Lufttransport. Die entstehende Form der Wolke wird beeinflusst: durch verschiedene Windgeschwindigkeit in wachsenden Höhen, durch verschiedene Richtung zweier übereinander wegstreichender Luftströme und drittens durch Reibung zweier verschieden warmer und dichter Luftströme (Wogenbildung). Die Heranziehung der Elektrizität zur Erklärung mancher Wolkenformen hält der Verf. nicht für nötig. Er erörtert dann ausführlich, wie die gewöhnlichen Wolkenformen entstehen, und zeigt auch hierin, wie sorgfältig er diese Vorgänge beobachtet hat; doch gestattet der Raum nicht, näher darauf einzugehen. Da jede typische Form nahezu in derselben Höhe auf der ganzen Welt gefunden wurde, so folgt, dass bestimmte Luftdruck- und Temperaturverhältnisse für die beste Erzeugung eines bestimmten Typus erforderlich sind. Der höhern Temperatur entspricht im allgemeinen der Cumulus, der niedern der Stratus und Cirrus.

Das siebente Kapitel ist der jährlichen und täglichen Periode des Windes und Wolkenzuges gewidmet. Im Jahresmittel kommen Wind und Wolken vornehmlich aus W, jedoch in der mittelsten (A—Cu) Schicht etwas südlicher als unten und oben, während Vettin für Berlin es gerade umgekehrt fand. Im Sommer ist die Cirrusrichtung etwas nördlicher als im Winter, in Europa ist es wieder entgegengesetzt. Beide Resultate bringt Clayton damit in Verbindung, dass Blue Hill nach O zu das Meer habe, Berlin, wie auch der grösste Teil Europas aber nach W; im Sommer expandiert die Luft über Kontinenten mehr als über Ozeanen, daher dort in höhern Schichten höherer Druck und Abfliessen der Luft aus NW an der O-Seite, aus SO an der W-Seite der Kontinente, umgekehrt im Winter. »Der Gradient der obern Schichten, der durch Temperaturdifferenzen zwischen Äquator und Pol verursacht ist, und der die allgemeine westliche obere Luftströmung hervorbringt, ist einer täglichen Schwankung wegen

der beim Äquator grössern Tagesschwankung der Temperatur als beim Pol unterworfen. Diese sucht wieder den Gradienten zwischen beiden während der wärmsten Tagesstunden zu vermehren und erklärt vielleicht die Zunahme der Geschwindigkeit in der Cirrusschicht. Die Stunden der grössten Häufigkeit jeder Wolkenzugrichtung zeigen die Tendenz, den Kompass in 24 Stunden zu umkreisen, und zwar in allen Schichten.«

Im achten Kapitel werden die Ergebnisse von Vettin, Richter, Ley, Hildebrandsson und Akerblom bestätigt. »Cyklonen bewahren im allgemeinen dieselbe Drehrichtung oben wie unten, bei den Anticyklonen kehrt sie sich nach oben teilweise oder gänzlich um. Eine Cyklone darf nicht als Wirbel der Atmosphäre, wie ein Flusswirbel, angesehen werden, weil die höchsten Luftströme eine resultierende Drift haben, die dreissigmal grösser ist als unten und daher bald den Wirbel zerstören müsste. Die cyklonale Zirkulation muss eher als ein beständiges Sicherneuern und Kämpfen gegen wechselnde Driftgeschwindigkeit mit der Höhe angesehen werden.« Die Gewitterwolken folgen in ihrer Richtung den obern Wolken.

Im neunten Kapitel wird die Beziehung des Cirruszuges zum Temperaturgradienten an der Erdoberfläche untersucht und gefunden, dass der Cirruszug vorwiegend senkrecht zum Gradienten, also in Richtung der Isothermen erfolgt, und zwar um so mehr, je grösser der Gradient. »Höhere Temperatur auf der einen Seite verursacht höhern Druck oben, niedrigere auch niedrigern Druck, so dass oben die Isobaren den Isothermen parallel sind«; wo aber wie oben die Reibung gering ist, folgt die Luftströmung und somit der Cirruszug den Isobaren. »Drei Faktoren bestimmen hauptsächlich den Druckgradienten oben und den Cirruszug: 1. Der Temperaturgradient infolge der in gemässigten Breiten fast ständig westöstlich vorüberziehenden warmen und kalten Wellen; 2. der permanente Temperaturgradient zwischen Äquator und Pol, der vielleicht beeinflusst wird durch den jahreszeitlichen Gradienten zwischen Kontinent und Meer; 3. der Druckgradient in Cyklonen und Anticyklonen. Letztere scheinen, abgesehen von den untern Schichten, von relativ geringer Bedeutung zu sein; die Atmosphäre als Ganzes betrachtet, sind sie nur sekundäre Erscheinungen in der grossen Zirkulation, die warme und kalte Wellen begleiten.« Hiernach fragt es sich, ob nicht das Erscheinen von Cirren zu Temperaturvorhersagen benutzt werden kann; nun zeigt sich wohl ein Zusammenhang zwischen Zugrichtung und Wärmeänderung, aber doch nicht in genügend hohem Grade.

Hingegen wird im zehnten Kapitel eine enge Beziehung zwischen der Geschwindigkeit der Cirren, der Stürme in den Vereinigten Staaten und des Windes am Blue Hill, sowie anderer Witterungserscheinungen aufgedeckt:

Mittlere Cirrusgeschwindigkeit (*m* p. s.)		22	31	40	47	68
Mittlere Sturmgeschwindigkeit (*m* p. s.)		9	11	13	14	15
Verhältniss beider		2.4	2.8	3.1	3.4	4.5
Interdiurne Veränderlichkeit	Druck (*mm*)	2.8	3.0	4.6	4.8	5.8
	Temperatur (° C.)	2.1	2.3	2.9	3.6	4.3
Regenveränderlichkeit in Prozenten		19	37	39	31	51

Der Verf. hofft, dass aus solcher Erkenntnis die Wetterprognose manchen Nutzen ziehen wird.

Das nächste Kapitel handelt von den Cirrusbanden und den Wogenwolken. im Winter kommen die Banden aus W, im Sommer mehr aus SW; sie ziehen vorwiegend in ihrer Längsrichtung, wie auch Ley für England und Linss für Deutschland fand, während Hamberg zu anderem Resultate gelangte. Je grösser die Zuggeschwindigkeit, um so häufiger ziehen sie in ihrer Längsrichtung. Die mittlere Geschwindigkeit der Banden (37 *m* p. s.) ist gleich der der Cirren überhaupt (36.5 *m*), während Ley jene grösser fand. Bei den Wogenwolken meint Clayton im Gegensatze zu Abercromby, dass sie am ganzen Himmel unter sich parallel sind,

doch lassen sich auch manche Ausnahmsfälle denken. Auch darin kann Ref. dem Verf. nicht beistimmen, dass er Wogenwolken und Polarbanden identifiziert und sagt, als letzteres seien von manchen Meteorologen fälschlich die Cirrusbanden bezeichnet, während doch schon die Entstehung der Wogenwolken eine solche Identifizierung ausschliesst, und gerade Cirrus- und Polarbanden identisch sind.

Im zwölften Kapitel erörtert der Verf. die Verwendung von Wolkenbeobachtungen zur Wettervorhersage, jedoch gelten die hier gewonnenen Resultate hauptsächlich für Amerika und werden für Europa manche Änderungen erfahren.

17. Niederschläge.

Die tägliche Periode des Niederschlages in Triest ist von E. Mazelle untersucht worden[1]).

Auf grund dreijähriger kontinuierlicher Aufzeichnungen eines Rung'schen Ombrographen wurden die tägliche Periode der Regenmenge, der Häufigkeit, der Regendauer, der Intensität und der Regenwahrscheinlichkeit berechnet.

In bezug auf die Regenmenge wurde gefunden, dass der tägliche Gang zu allen Jahreszeiten vier Maxima und vier Minima aufweist. Die Maxima finden sich morgens, vormittags, nachmittags und in den ersten Nachtstunden und schwanken je nach den Jahreszeiten um die Stunden von beiläufig 4^h vormittags, 10^h vormittags, 3^h nachmittags und 10^h nachmittags. Die grösste Amplitude weist der tägliche Gang des Sommers auf.

Die tägliche Periode der Regenhäufigkeit zeigt mit Ausnahme des Sommers einen ähnlichen Verlauf wie die der Regenquantität. Im Frühlinge und Herbste gehen die Extreme der Häufigkeit jenen der Quantität voraus. Die Sommer-Gangkurve zeigt hingegen nur eine einfache Periode mit einem Maximum, welches mit dem Herbst-Maximum (der Sommer-Gangkurve der Quantität) der Zeit nach (2^h vormittags) übereinstimmt.

Die sodann zur Bestimmung gelangte tägliche Periode der Regendauer, welche im allgemeinen jener der Häufigkeit entspricht, wurde zugleich benutzt, um einen Vergleich anzustellen mit dem vom Verfasser schon früher berechneten täglichen Gange der Regendauer für Pola, wobei auf eine Übereinstimmung der Eintrittszeiten der Maxima hingewiesen werden konnte.

Die tägliche Periode der Intensität des Regenfalles stimmt mit der der Regenmenge überein.

Aus der Häufigkeit der Regenstunden wurde die Regenwahrscheinlichkeit für jede Tagesstunde berechnet. Es ergiebt sich zu allen Jahreszeiten die grösste Regenwahrscheinlichkeit in der Nacht oder in den ersten Morgenstunden. Um die Verteilung der Niederschläge verschiedener Grösse auf die einzelnen Tagesstunden

---

[1]) Anzeiger der kais. Akademie d. Wiss. in Wien. Jahrg. 1897. Nr. 19. p. 198.

näher kennen zu lernen, wurden dieselben nach ihrer Grösse in Gruppen geordnet, wobei aber, da die schwachen Niederschläge zugleich die weitaus häufigsten sind, für diese die Grenzen enger gezogen wurden. Unter 1000 Regenstunden fallen kleine Niederschläge von 0.1 bis 0.3 *mm* im Winter durch 436, im Frühlinge durch 423, im Sommer durch 351 und im Herbste durch 374 Stunden.

Die sodann zur Berechnung gelangte Regenwahrscheinlichkeit für bestimmte Schwellenwerte ($\gtreqless$ 1 *mm*, $\gtreqless$ 5 *mm*, $\gtreqless$ 10 *mm*, $\gtreqless$ 20 *mm*) ergeben im ganzen und grossen einen übereinstimmenden Gang mit dem der Regenmenge. Die Wahrscheinlichkeit, mit welcher im Winter ein Regen $\gtreqless$ 1 *mm* pro Stunde im Mittel zu erwarten ist, beträgt 0.312, im Sommer 0.445; für einen Niederschlag $\gtreqless$ 5 *mm* 0.018 gegen 0.131.

Bei der Bearbeitung der Autographen-Aufzeichnungen wurden die stärksten Regengüsse besonders untersucht. Es mag hier hervorgehoben werden, dass von diesen 6 % auf den Winter fallen, je 22 % auf den Frühling und Herbst und 50 % auf den Sommer. Der stärkste Regenguss war im September zu beobachten, wo in 0.1 Stunde ein Niederschlag von 10 *mm* Höhe niederging und daher, falls er mit gleicher Intensität andauern könnte, in einer Stunde ein Regen von 100 *mm* gemessen werden könnte.

Zum Schlusse wurde noch eine Trennung sämtlicher hier zur Bearbeitung gelangten Niederschlagselemente nach der Tages- und Nachthälfte vorgenommen, und zwar derart, dass die Stunden von 6^h vormittags bis 6^h nachmittags den Tag bilden. Es soll hier nur kurz erwähnt werden, dass der Nachtregen im allgemeinen einen höhern Betrag erreicht, als der Niederschlag während des Tages, dass auch die Häufigkeit und die Regendauer während der Nacht grösser sind, und dass dieses Übergewicht im Sommer am stärksten ausgeprägt ist. Dasselbe gilt für die Regenintensität und natürlich auch für die Regenwahrscheinlichkeit. Es kommt sodann die verschiedene Häufigkeit der einzelnen Niederschlagsgruppen zur Besprechung und als Abschluss die Berechnung der Wahrscheinlichkeit einzelner Schwellenwerte für die Tag- und für die Nachthälfte. Die Wahrscheinlichkeit eines Niederschlages $\gtreqless$ 1 *mm* pro Stunde ist zu allen Jahreszeiten nachts immer grösser als tagsüber; ebenso der Niederschlag $\gtreqless$ 5 *mm*, letzterer jedoch mit Ausnahme des Winters. Noch grössere Niederschläge, $\gtreqless$ 10 *mm* und $\gtreqless$ 20 *mm* pro Stunde, kommen im Frühlinge und Herbste tagsüber mit grösserer Wahrscheinlichkeit vor als während der Nacht. Für den Sommer findet sich hingegen für sämtliche Schwellenwerte die grössere Wahrscheinlichkeit des Eintreffens zu den Nachtstunden.

Eine Übersicht über die Regenverhältnisse Europas gab Herbertson in der Sitzung der schottischen meteorologischen Gesellschaft vom März 1897[1]). Er wies zunächst darauf hin, dass die

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 307.

gebirgigen Gegenden feuchter sind als die Ebenen, und dass der W weit feuchter ist als der O. Bei Betrachtung von vier typischen Monaten: November, Februar, Mai und August, zeigte er, dass im November in den Mittelmeerländern ein Regenüberschuss vorhanden ist; im Februar hat Europa (den extremen W ausgenommen) weniger Regen als in den andern Monaten. Im Mai hat dagegen der extreme W und das Zentrum von Europa weniger Regen als in den andern Monaten. Im August sind die Mittelmeerländer nahezu regenlos. Februar ist trocken wegen des hohen Luftdruckes über Sizilien und den von hier herstammenden Winden. August ist trocken in den Mittelmeerländern, weil der Passat nach N in diese Gegend getrieben wird. Für die Westküste sind die Monate April, Mai und Juni die trockensten, August ist vielfach regenreich. Im September sind das Loire-Gebiet, östlich der Ardennen und der östliche Harz jene Gegenden des Kontinents, wo Ferienreisende am ehesten trockenes Wetter erwarten dürfen.

Die Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen in Norddeutschland 1894. Prof. Hellmann hat die Ergebnisse der Beobtungen an der Regenstation dieses Netzes diskutiert und veröffentlicht[1]). Die Messung der Niederschläge erfolgt um 7^{h} morgens, und wird der gefundene Betrag dem Messungstage selbst gutgeschrieben. Die Zahl der Stationen betrug 1793. Die Stationen werden so aufgeführt, dass man bei jeder beliebigen eines Flussgebietes die oberhalb gelegenen ohne weiteres übersehen kann. Von Interesse sind die Angaben über grosse Niederschläge in kurzer Zeit, wie solche z. B. bei Gewitterregen oft vorkommen. Man ersieht daraus deutlich, dass die Intensität des Niederschlages mit wechselnder Dauer desselben regelmässig abnimmt. Sehr starke Niederschläge fielen vom 15. bis 17. März 1894 im westlichen Teile von Schlesien, Posen und Hinterpommern, meist in Form von Schnee. Nach den Untersuchungen von Hellmann waren sie auf einen schmalen Streifen beschränkt, der vom obern Elbgebiete über die Sudeten nordwärts bis an die Ostsee verläuft. Die Ursache derselben ist in einer Depression zu suchen, die östlich vom Niederschlagsgebiete von Süden nach Norden gewandert ist.

Der tägliche und jährliche Gang des Niederschlages zu Berlin ist auf grund der Aufzeichnungen des selbstregistrierenden Regenmessers auf dem Dache der landwirtschaftlichen Hochschule von Prof. R. Börnstein untersucht worden[2]). Es findet sich, dass die Regenhöhe (in Millimetern) und die Regenhäufigkeit (in Stunden) einen gleichmässigen jährlichen Gang haben, zusammen steigen und

[1]) Veröffentlichungen des kgl. preuss. Meteorologischen Institutes. Herausgegeben von Wilhelm v. Bezold. Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen im Jahre 1894. Berlin 1897.

[2]) 14. Jahresbericht der Berliner meteorologischen Gesellschaft.

sinken, mit Ausnahme der letzten Monate, da vom November bis Januar die Menge sinkt, und die Häufigkeit steigt (der stärkere Wind und die grössere Wirkung desselben auf den Schnee mögen diese Differenz wenigstens zum Teil veranlassen). Ferner zeigt im Sommer die Niederschlagsmenge ein Maximum, die Häufigkeit aber ein Minimum, d. h. die Regenfälle sind im Sommer seltener, aber ergiebiger als in der kalten Jahreszeit. Bemerkenswert sind noch die beiden Maxima der Häufigkeit im März und Oktober, welchen sekundäre Maxima der Menge entsprechen; der April hat nur eine geringe Regenhäufigkeit und wird hierin nur vom August und September übertroffen. — Bezüglich des täglichen Ganges lässt der Niederschlag Maxima am frühen Morgen und am Nachmittage erkennen, ungefähr zur Zeit der beiden täglichen Temperaturextreme; das Morgenmaximum tritt mehr im Winter, das Nachmittagsmaximum vorzugsweise im Sommer hervor; im Sommer pflegt einige Stunden nach dem Nachmittagsmaximum noch ein drittes Maximum zu folgen, welches in den Wintervierteljahren nur schwach angedeutet ist. Zur sichern Festlegung dieses abendlichen Maximums sind längere Beobachtungsreihen erforderlich.

Die Abfluss- und Niederschlagsverhältnisse Böhmens sind auf grund des sämtlichen vorhandenen Materiales von Dr. V. Ruvarac dargestellt worden[1]), und diese Arbeit ist um so wichtiger, als ein Beobachtungsmaterial von gleicher Güte und Vollständigkeit schwerlich aus einem andern Teile Mitteleuropas beigebracht werden könnte. Prof. Penck hat deshalb die Arbeit Ruvarac's einer eingehenden Analyse unterzogen und daran die Diskussion einer Anzahl von Fragen über die Verdunstung und den Abfluss der meteorischen Wasser geknüpft[2]). Aus dem Schlussabschnitte der Penck'schen Arbeit ist folgendes hier hervorzuheben:

»In den anderthalb Jahrzehnten von 1876—1890 ist im böhmischen Elbgebiete nach den Ermittelungen Ruvarac's eine Regenmenge von durchschnittlich jährlich 35.29 *ckm* gefallen. Dem entspricht eine mittlere Regenhöhe von 692 *mm*. Diese Normalhöhe wird auf 57.6 % der Fläche des Landes vom Regenfalle nicht erreicht, auf 42.4 % derselben überschritten. Letzteres geschieht vornehmlich in den randlich gelegenen und zugleich hohen Partien. Hier steigt auf den Kämmen des Böhmerwaldes, des Riesen- und Isergebirges, sowie auf der Höhe des Erzgebirges die mittlere jährliche Niederschlagshöhe auf über 1200 *mm*. In den mittlern, tief gelegenen Partien aber sinkt sie auf knapp über 400 *mm*. Eine regelmässige Zunahme des Niederschlages mit der Höhe ist aber nicht vorhanden. Deutlich sondern sich Regenseite und Regenschatten bei den randlichen und auch selbst bei den zentralen Erhebungen. Das im Regenschatten des Böhmerwaldes befindliche obere Moldauthal hat in 700 *m* Höhe Niederschlagssummen von 600—700 *mm*, die man auf den böhmischen Vorlagen des Riesengebirges bereits in 400 *m* Meereshöhe antrifft. Sehr regenreich sind die Westgehänge des Duppauer Gebirges und Brdywaldes, regenarm hingegen deren Ostabdachungen. Die geringsten Niederschlags-

[1]) Penck, Geogr. Abhandlungen. 5. Heft 5.
[2]) A. a. O. p. 461 ff.

höhen trifft man ferner nicht an den tiefsten Stellen des Landes, sondern am Ostfusse der Gebirge, so am Fusse des Erzgebirges in der Gegend von Brüx, wo sich die Regensumme auf knapp über 400 *mm* erhebt, so in der Saazer Gegend im Regenschatten des Duppauer Gebirges, so nördlich Prag in den Landschaften östlich vom Zbanwalde, so ferner östlich vom Brdywalde unfern Przibram und in der Senke nordöstlich vom Böhmerwalde, wo der Niederschlag in einer Meereshöhe von über 400 *m* auf unter 500 *mm* im Mittel sinkt.

Die auffällige Symmetrie im morphologischen Aufbaue des böhmischen Elbgebietes giebt sich nicht in der Verteilung der Niederschläge zu erkennen. Die Westhälfte des Landes tritt in Gegensatz zur Osthälfte; sie liegt vorwiegend im Bereiche des Regenschattens der Randerhebungen; der Osten wird hingegen von den aus Westen kommenden Regenwinden reicher benetzt. Wird das obere Moldaugebiet bis Moldauteinitz, das Wottawa-, Beraun- und Egergebiet als Westen, das Gebiet der Lainsitz-(Luschnitz), Sazawa und Kleinen Elbe als Osten genommen, so erhält man zwei nahezu gleiche Teile.

Man sieht deutlich, dass der Westen grösstenteils weniger, der Osten hingegen mehr Niederschlag geniesst als das Gesamtgebiet. Dementsprechend ist die mittlere Regenhöhe des Westens (684 *mm*) geringer als die des Ostens (731), und die symmetrisch gelegenen Flussgebiete haben verschiedene Niederschlagshöhen.

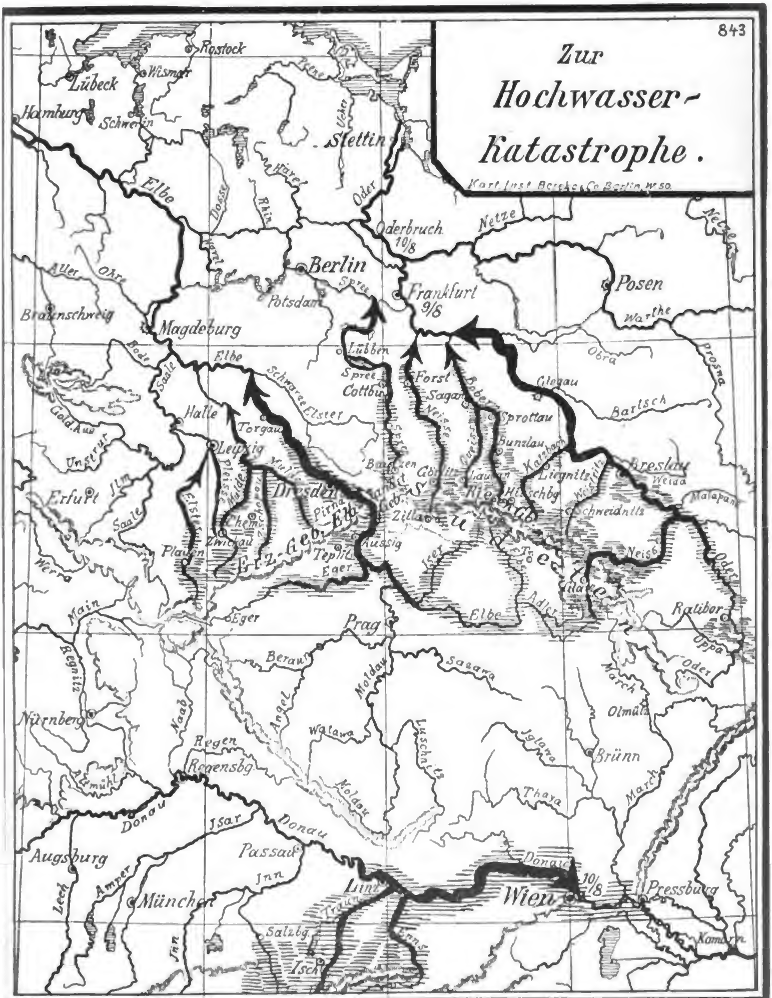
Mit Ausnahme des Lainsitzgebietes sind alle östlichen Flussgebiete die regenreichern.

Die mittlere Niederschlagshöhe von Böhmen erfährt zeitlich Schwankungen periodischer und aperiodischer Art. Die periodische äussert sich darin, dass die mittlere Niederschlagshöhe des gesamten Gebietes sich von Jahr zu Jahr ändert. Sie sank 1887 auf 547 *mm* und hob sich 1890 auf 858 *mm*; ihre Amplitude war sohin 311 *mm*. Es fielen also im untersuchten 15jährigen Zeitraume über Böhmen einmal nur 27.9 *ckm*, ein andermal 43.76 *ckm* Regen im Jahre, also 15.86 *ckm* mehr. Die aperiodischen bestehen darin, dass der allgemeine Gang der periodischen nicht von allen Stationen geteilt wird. Von den 53 untersuchten Stationen hat in jedem Jahre eine in bezug auf ihr 25jähriges Mittel 25 % Niederschlag mehr, eine andere 25 % weniger als die Gesamtheit der Stationen im Vergleiche zu ihrem langjährigen Mittel.

Die aperiodischen Schwankungen gleichen sich erst im vieljährigen Mittel aus. Eine oder einige Stationen genügen noch keinesfalls, um die Schwankungen des Niederschlages über einem grössern Gebiete festzustellen.

Die Regenmenge von durchschnittlich 35.3 *ckm* jährlich fällt grösstenteils der Verdunstung anheim, welche jährlich 25.5 *ckm* Wasser aus Böhmen entfernt, entsprechend einer 500 *mm* mächtigen Schicht. Dazu ist dieselbe Wärmemenge nötig wie zum Schmelzen einer 3.750 *m* mächtigen Eisschicht, also 18 % der gesamten, bei heiterem Himmel in Böhmen an die Erdoberfläche gelangenden Sonnenstrahlung.

Die Schwankungen im Betrage der Verdunstung sind in weit geringerem Umfange von den Schwankungen der Jahrestemperatur abhängig, als von jenen des Niederschlages. Je mehr es in Böhmen regnet, desto mehr verdunstet auch. Im regenärmsten Jahre wurde eine 422 *mm* mächtige, im regenreichsten eine 509 *mm* dicke Wasserschicht entfernt. Das eine Mal verdunsteten 21.53 *ckm* im Jahre, das andere Mal 30.09 *ckm*. Diese enge Beziehung zwischen Niederschlag und Verdunstung erklärt sich wie folgt: Unter Voraussetzung, dass keine Luftströmungen stattfinden, ist die Verdunstung an einem Orte von der Grösse der seiner geographischen Breite zukommenden Sonnenstrahlung begrenzt, welche man mit Hilfe der von Angot berechneten Intensität der Sonnenstrahlung und der Solarkonstanten leicht ermitteln kann. Damit sind die Maximalwerte der Verdunstung von einer Wasserfläche gegeben. Auf einer Landfläche



Die Überschwemmungs-Katastrophe in Deutschland 1897.

findet nun aber bloss dann eine Verdunstung statt, wenn Regen gefallen ist; je öfter und je mehr innerhalb der gegebenen Grenze es regnet, desto öfter und desto mehr kann sich die Verdunstung entfalten. Der günstigste Fall ist offenbar der, dass die Verteilung des Regenfalles dem jährlichen Gange der Intensität der Sonnenstrahlung entspricht. Hiernach ist die Verdunstung von einer Landfläche eine Funktion von der Grösse, Dichte und Verteilung ihres Niederschlages. Es kann daher wohl möglich sein, dass zwei in gleicher geographischer Breite befindliche Gebiete mit gleicher Regenhöhe doch recht verschiedene Verdunstungshöhen aufweisen, wenn die jahreszeitliche Verteilung des Regenfalles eine andere ist. Anderseits aber wird in einem gegebenen Gebiete in einer bestimmten Regenprovinz der Betrag der Verdunstung im wesentlichen von der Grösse und Dichte seines Niederschlages abhängig sein.

In Böhmen sind die beiden letztern Beziehungen der Verdunstung zum Niederschlage erkennbar, am deutlichsten die zur Regenhöhe. Die Zunahme der Verdunstung mit dem Niederschlage geschieht recht gleichmässig; dort, wo eine Ungleichmässigkeit entgegentritt, hängt sie wahrscheinlich damit zusammen, dass die Mehrung des Regenfalles in den betreffenden Niederschlagsintervallen mehr einer Steigerung der Regenhäufigkeit, denn einer solchen der Regendichte zuzuschreiben ist. Einer Steigerung des Regenfalles um 100 *mm* entspricht eine solche der Verdunstung im Elbgebiete von durchschnittlich 53 *mm*, im Moldaugebiete von nur 46 *mm*.

Die Niederschlagshöhe, welche gleich der zugehörigen Verdunstungshöhe ist, spielt eine wichtige Rolle für Berechnung der Verdunstungshöhe aus der Niederschlagshöhe. Ist letztere geringer als jener Wert, so ist die Verdunstungshöhe ihr gleich, und es bleibt nichts für den Abfluss. Ist sie hingegen grösser, so wächst die Verdunstung proportional der Differenz zwischen Niederschlag und dem genannten Grenzwerte, und es gelangt ein Teil jener Differenz zum Abflusse. Der Abfluss ist sohin proportional der Differenz zwischen beobachtetem Niederschlage und jenem Niederschlage, bei welchem Abflusslosigkeit eintreten würde.

Weit geringer als der Einfluss des Niederschlages ist jener der Temperatur auf die Verdunstung. Im Durchschnitte bringt eine Erhöhung der mittlern Jahrestemperatur von Böhmen um 1° nur eine Steigerung der Verdunstung um 19 *mm* hervor, also den Effekt einer Regenmehrung von 36 bis 46 *mm*. Man müsste die mittlere Jahrestemperatur Böhmens sohin um 10° erhöhen, damit die Verdunstung dem Regenfalle gleich käme. Bei mittlern Niederschlagsverhältnissen ist aber der Einfluss der Temperaturänderungen auf die Verdunstung weit stattlicher als im Durchschnitte. Eine Steigerung der mittlern Jahrestemperatur um 1° hat hier eine Mehrung der Verdunstung um 25 bis 30 *mm* zur Folge. Unter der Annahme, dass dieses Verhältnis auch für grössere Temperaturintervalle standhalte, würde Böhmen bereits bei einer Temperaturerhöhung von 5.8° abflusslos werden. Andere Berechnungen ergeben dafür einen grössern, andere einen geringern Betrag. Das ziffernmässige Ergebnis ist noch nicht recht gesichert.

Der Abfluss aus Böhmen ist relativ weit grössern Schwankungen unterworfen, als der Niederschlag und die Verdunstung. Im Mittel nur 9.8 *ckm* betragend, hat er sich (1890) auf 13.67 *ckm* gehoben, nachdem er drei Jahre vorher weniger als die Hälfte, nämlich nur 6.36 *ckm*, betragen hatte. Um ihn mit dem Niederschlage und der Verdunstung gut vergleichen zu können, empfiehlt es sich, ihn durch die Höhe jener idealen Wasserschicht zu messen, die er, dem Lande zurückgegeben, in einem Jahre bilden würde. Diese Höhe ist im Mittel für Böhmen 192 *mm*; im undurchlässigen Moldaugebiete ist sie geringer (177 *mm*) als im mehr durchlässigen Reste des Landes (209 *mm*). Diese regionalen Abweichungen vom Mittel der Gesamtgebiete sind grösser als die des zugehörigen Nieder-

schlages (—15 *mm* und +17 *mm* gegen —11 und +13 *mm*). Es variiert also der Abfluss regional stärker als der Niederschlag; er ist ausser von letzterem auch noch von andern Elementen, speziell von der Bodenbeschaffenheit abhängig.

Die Abhängigkeit des Abflusses vom Niederschlage ist proportional der Differenz aus Niederschlag und jenem Regenfalle, bei welchem Abflusslosigkeit eintritt. Ferner muss er, als die Differenz von Niederschlag und Verdunstung, mit beiden variieren und, gleich dieser, proportional dem Niederschlage, zunehmen. Es existiert ein bestimmtes Verhältnis zwischen Zunahme des Niederschlages und Mehrung des Abflusses. Dieses Verhältnis ist streng zu scheiden von dem allgemeinen Verhältnis zwischen Abfluss und Niederschlag, welches als Abflussfaktor bei hydrotechnischen Untersuchungen eine grosse Rolle spielt. Das Verhältnis zwischen Zunahme des Abflusses und des Niederschlages ist im allgemeinen für ein bestimmtes Flussgebiet konstant; der Abflussfaktor ist es nicht; er ändert sich mit dem Niederschlage, er ist umso grösser, je höher der Regenfall. Diese zeitlichen Variationen des Abflussfaktors sind weit bedeutender als die regionalen, infolge der verschiedenen Bodenbeschaffenheit, auf welche bisher fast ausschliesslich Gewicht gelegt worden ist. Er schwankt im böhmischen Elbgebiete zwischen 22.5 % und 31.4 %, wenn von dem Jahre 1876 abgesehen wird. Dabei bewegt er sich im vieljährigen Mittel in den beiden Hauptbestandteilen Böhmens, dem vorzugsweise impermeablen Moldaugebiete und dem streckenweise stark permeablen Reste, nur zwischen 26.0 %, beziehungsweise 29.6 %. Er ist also für eine undurchlässige Fläche kleiner als für eine durchlässige. Der Grund hierfür liegt darin, dass auf undurchlässigem Boden das Wasser an der Oberfläche bleibt, wo es der Verdunstung ausgesetzt ist, während es auf durchlässigem Gebiete einsickert; dadurch entzieht es sich der kräftigen Oberflächenverdunstung und kommt erst nach langem unterirdischen Wege wieder zutage. Dagegen ist das Verhältnis zwischen Zunahme des Niederschlages und des Abflusses für alle untersuchten Niederschlagshöhen für ein bestimmtes Gebiet konstant. Für das undurchlässige Moldaugebiet ist es grösser als für das gemischte Elbgebiet. Dies ist eine Folge der verschiedenen Schnelligkeit des Abflusses. Bei grossem Regenfalle rinnen die Wasser auf impermeablem Boden rasch ab, während sie in permeablem einsickern und in der Tiefe langsam weiterfliessen.«

»Die Jahreskurve der Verdunstung verläuft in der ersten Hälfte des Jahres über, in der zweiten Hälfte unter der Kurve für Niederschlagsabfluss. In der ersten Hälfte des Jahres ist also die Verdunstung grösser, als die genannte Differenz; es fliesst also mehr Wasser ab, als zu erwarten, die Gerinne werden teilweise durch die vorhandenen Vorräte gespeist. Umgekehrt fliesst in der zweiten Hälfte des Jahres zu wenig Wasser ab, ein Teil bleibt aufgespeichert.

Die Aufspeicherung beginnt im August; in diesem Monate fängt der Wasserspiegel der böhmischen Flüsse wieder an zu steigen, was naturgemäss auch mit einem Ansteigen der Grundwasser verbunden ist. Sie erreicht ihr Maximum im Dezember, wo 65 % aller Niederschläge als Schnee fallen. Dann mindert sie sich allerdings rasch, während im Januar bis März der Schnee noch mehr als die Hälfte der Niederschläge bildet, aber in diesen Monaten tritt auch zugleich häufige Schneeschmelze ein, welche die Flüsse vom Januar an regelmässig rasch anschwellt. Die Speisung übertrifft bereits im Februar die gleichzeitige Aufspeicherung und erreicht im Frühjahre ihre stattlichsten Werte.

Hierauf tritt sie im Juni wieder gegenüber den direkt abfliessenden Wassern der ergiebigen Sommerregen zurück und hört im Juli auf. Alles dies erscheint so naturgemäss, dass es Vertrauen zu den sich gleichzeitig ergebenden Werten der Aufspeicherung und Speisung einflösst. Beide machen rund ein Drittel der abfliessenden Wasser aus. Es ist also die

oft ausgesprochene Ansicht, dass ein Drittel des Regenwassers sofort verdunste, das andere Drittel abfliesse und das letzte in den Boden sickere, für das grosse Gebiet Böhmens dahin zu modifizieren, dass fast zwei Drittel alles Regens verdunsten, vom übrigen Drittel aber zwei Drittel sofort abfliessen, während der Rest, ein Neuntel des Niederschlages, zeitweilig als Schneedecke oder im Boden als Grund-, beziehungsweise Quellwasser aufgespeichert bleibt.

Die Frühjahrsschwellung der Flüsse ist die augenfällige Folge dieser im Winter geschehenden Aufspeicherung. Aber nach unserer Berechnung macht sich letztere nicht bloss im eigentlichen Hochwassermonate, dem Monate März, geltend, sondern namentlich auch später, nämlich im April und Mai, den Monaten grosser Lufttrockenheit. Nach unserer Untersuchung rührt fast alles im April und alles im Mai abfliessende Wasser von der Speisung durch die frühere Aufspeicherung her. Ohne letztere hätte Böhmen im Frühjahre kein Wasser in den Flüssen.

Es ist im allgemeinen das scheidende Jahr, welches für das kommende Wasser ansammelt. Ergeben sich nun in der zweiten Hälfte eines Jahres beträchtliche Abweichungen vom normalen Gange der Witterung, welche die normale Aufspeicherung stören, so macht sich dies in der Speisung der Flüsse des nächsten Jahres lebhaft fühlbar. Entfernt ein tüchtiges Tauwetter im Dezember hier schon die Schneedecke, so fliessen in dem zu Ende gehenden Jahre die Wasser ab, die für das nächste aufgespeichert waren; dieses erhält daher einen zu kleinen, jenes einen zu grossen Abfluss. Dabei handelt es sich um nicht unbedeutende Beträge, da die im Dezember sich regelmässig aufspeichernden Wasser rund ein Zehntel der im Jahre abfliessenden ausmachen. Es erscheint daher begreiflich, dass die Abflussverhältnisse der einzelnen Jahre oft nicht unbeträchtliche Abweichungen von den normalen aufweisen. Nun liefern die Formeln, welche für vieljährige Mittel gelten, für die einzelnen Jahre unsichere Resultate. Die Differenzen zwischen der wirklichen und berechneten Wasserführung sind im Mittel nur wenig grösser, als die Aufspeicherung im Dezember. Dies lässt mutmassen, dass sie im grossen und ganzen durch Schwankungen in der Aufspeicherung von einem Jahre zum andern hervorgerufen sind. Eine Untersuchung des Verhältnisses von Niederschlag und Abfluss in Paaren aufeinanderfolgender Jahre bestätigte diese Mutmassung. Es fliesst in der That in einem folgenden Jahre häufig das ab, was im vorhergehenden zu wenig abgeronnen und umgekehrt. Die wechselnde Aufspeicherung von Jahr zu Jahr spielt daher für die Abflussverhältnisse eines bestimmten Jahres eine beachtenswerte Rolle.«

Die Wolkenbrüche und dadurch hervorgerufene Überschwemmungen in Schlesien, Sachsen und Böhmen Ende Juli 1897. Diese Gebiete, besonders Schlesien, sind schon früher wiederholt Schauplatz verheerender Wolkenbrüche gewesen. In den letzten Tagen des Juli 1897 fielen dort, besonders im Riesengebirge, indessen so ungeheure Regenmengen, wie kaum je zuvor. Auf der Schneekoppe fielen am Morgen des 30. Juli volle 239 *mm* Regen, und während solche sintflutartige Niederschläge gewöhnlich auf einen kleinen Raum beschränkt sind, traten sie dieses Mal in grosser Ausdehnung auf. Die Karte Tafel IV zeigt die Ausdehnung der Überschwemmung durch Schraffierung der Flussgebiete an, auch sind die ausgetretenen Flüsse durch dicke schwarze Linien und die Richtung der Hochwasserfluten durch Pfeile an den Mündungen dieser Flüsse gekennzeichnet. Man ersieht aus der Karte übrigens, dass auch ein

Teil des Gebietes von Salzburg und Österreich durch Überschwemmungen heimgesucht ward.

Eine genaue Einsicht in die besondern Witterungsverhältnisse, welche diese wolkenbruchartigen Regen verursachten, wird man erst erhalten, wenn die meteorologischen Beobachtungen von ganz Centraleuropa veröffentlicht sind. Inzwischen hat Prof. Hellmann auf grund der an den preussischen Stationen gemachten Beobachtungen bereits eine kurze Übersicht über die in Schlesien gefallenen Regenmengen gegeben, aus der folgendes ein Auszug:

»Nachdem bereits am 23. und 24. Juli ergiebige Regen von 20 bis über 40 *mm* Höhe niedergegangen waren, blieb es am 25., 26. und 27. bis in die ersten Nachmittagsstunden trocken. Von da ab begann es von neuem zu regnen, anfangs in mässiger Stärke und mit kleinen Unterbrechungen, vom Abende des 28. ab jedoch mit erheblich zunehmender Intensität, die auch den 29. hindurch anhielt. Die bis zum Abende dieses Tages gefallenen Regenmengen genügten bereits, die Flüsse und Bäche ufervoll zu machen, ja zum ausufern zu bringen, da nahm zum Unglücke der Regenfall eine solche Stärke an, dass man von einem Wolkenbruche in der Nacht vom 29. zum 30. Juli sprechen kann. An einzelnen Orten des Hochgebirges fielen von 9^h nachmittags bis 7^h vormittags 120 bis 150 *mm*. Der vollgesogene Boden, sowie die ufervollen Bäche vermochten kein Wasser mehr aufzunehmen, so dass bereits in den ersten Nachtstunden des 30. Juli die Hochwasserkatastrophen ihren Anfang nahmen. Nach den übereinstimmenden Berichten mehrerer Beobachter, sowie nach den Aufzeichnungen eines selbstregistrierenden Regenmessers in Schreiberhau, regnete es am stärksten von Mitternacht bis gegen 2^h vormittags. Der Regen erfolgte seit dem Abende des 29. gleichzeitig mit starken bis stürmischen Winden aus NW, N oder NO, auch herrschte im Hochgebirge seit dem Morgen des 29. starker Nebel. Erst am 30. gegen Mittag hörte der Regen im Gebirge auf.«

Folgende Regenhöhen wurden am 30. Juli gemessen:

Martinsberg	107 *mm*	Forstbauden	191 *mm*
Landeck	113 »	Schmiedeberg	112 »
Kaschbach	124 »	Grunau	132 »
Ketschdorf	116 »	Neue Schlesische Baude	125 »
Schönau	100 »	Schreiberhau	126 »
Kauffung	117 »	Agnetendorf	120 »
Willmannsdorf . . .	101 »	Warmbrunn	118 »
Wüsteröhrsdorf . . .	110 »	Seifershau	120 »
Wittgendorf	112 »	Alt-Kemnitz	109 »
Prinz Heinrichs-Baude	225 »	Ludwigsdorf b. Lähn .	145 »
Kirche Wang	220 »	Flinsberg	158 »
Schneekoppe	239 »	Wigandsthal	119 »
Arnsdorf	117 »	Beerberg	135 »

Der Beobachter in Kirche Wang mass vom 29. Juli 10^h abends bis 30. Juli 7^h früh 119.9 *mm*. Auf der im Hirschberger Thale am Bober gelegenen Station Eichberg wurde als Niederschlag vom

29. Juli 7^h abends bis 30. Juli 7^h früh 82.0 *mm* gemessen. »Die grössten Regenmengen gingen also im Gebiete der Lomnitz und Eglitz nieder, die zwischen Schildau und Eichberg den Bober erreichen. Allein dieses kleine, etwa rund 117 *qkm* umfassende Gebiet dürfte in den 24 Stunden vom 29. um 7^h vormittags bis zum 30. ebendahin rund 20 Millionen Kubikmeter Regenwasser erhalten haben. Die beiden Stationen in Eichberg und Kirche Wang, die seit dem Jahre 1858, bezw. 1862 bestehen, haben bislang eine so grosse Tagesmenge des Regenfalles, wie die vom 29./30. Juli 1897, nicht zu verzeichnen gehabt. Dagegen sind beim Wolkenbruche am 2./3. August 1888, der mit dem eben erlebten die grösste Ähnlichkeit hat, im obern Gebiete der Queiss (Flinsberg) etwas grössere Mengen gefallen.

Das Hochwasser im untern Laufe des Bober, der Lausitzer Neisse und zum Teil auch der Spree wurde dadurch noch ganz wesentlich gesteigert, dass einen Tag später als im Quellgebiete, auch der untere Teil dieser Flussgebiete Regenmengen erhielt, die für diese Niederungsgegenden ungewöhnlich hoch waren; es fielen hier, sowie am mittlern Laufe der Oder und nördlich davon bis in die Mitte der Provinz Posen noch 60 bis 100 *mm*.«

Um die Ursache dieser ungeheuern Regenfälle zu erkennen, braucht man nur einen Blick auf die täglichen Wetterkarten der letzten Woche des Juli 1897 zu werfen. Die ersten Spuren der allgemeinen barometrischen Depression, welche für einen Teil von Mitteleuropa so verhängnisvoll werden sollte, erkennt man schon um den 25. Juli in einem Gebiete mässig tiefen Luftdruckes am Nordwestgestade des Schwarzen Meeres. Bis zum 27. hatte diese Depression ihren Ort nicht erheblich verändert, aber an diesem Tage abends bildete sich ein Gebiet hohen Luftdruckes über dem westlichen Mittelrussland, und da gleichzeitig ein barometrisches Hochdruckgebiet über Westeuropa lag, so entstand eine breite Zone mässig tiefen Luftdruckes, welche vom Adriatischen Meere bis Skandinavien reichte, und in welcher am Morgen des 28. Juli zwei grössere Depressionszentren erkennbar waren, nämlich eins über Ungarn und Galizien, das andere über dem Adriatischen Meere. Letzteres vereinigte sich am Abende dieses Tages mit der erstgenannten Depression, die auch am 29. morgens ihre Lage noch wenig verändert hatte, aber auf ihrer westlichen Seite und bis in das Hochdruckgebiet hinein, welches Frankreich und Westdeutschland überdeckte, vielfache Regenfälle und Gewitter erzeugte. Ganz folgerichtig lautete daher auch die Wetterprognose für den 30. Juli auf Regen. Das Hochdruckgebiet im Westen und das andere über Mittelrussland dauerten fort, und am Morgen des 30. Juli erstreckte sich eine umfangreiche Depression von der Ostsee bis zum Schwarzen Meere. Sie war an ihrer Westseite von kleinen Depressionen begleitet, und letztere brachten im Laufe dieses und des nächsten Tages jene gewaltigen Niederschläge, welche die Überschwemmungen

veranlassten. Am 29. Juli fielen bereits in Wien 83, in Prag 59, in Breslau 56 *mm* Regen, am 30. Juli in Chemnitz 95 *mm*. Am 31. Juli hatte sich die Luftdruckverteilung nur wenig geändert, und an den nächsten Tagen zog das Gebiet des niedrigen Druckes sich langsam ins Innere von Russland zurück, während der hohe Luftdruck im Westen sich mehr und mehr über Deutschland ausbreitete. Das sind in Kürze die Luftdruckverhältnisse, welche sich während der zwei Unglückstage über Mitteleuropa entwickelten. Man erkennt daraus, dass die Überschwemmungen auch dieses Mal wie in frühern Jahren durch Depressionen verursacht wurden, welche von Süden her ihren Weg in der Richtung auf die Ostseeküste hin nahmen. Diese Gebiete niedrigen Luftdruckes pflegen langsam zu wandern und an ihrer Nord- und Westseite von kleinen Depressionen flankiert zu werden. Letztere sind es dann hauptsächlich, die, sobald sie an Gebirgserhebungen stossen, welche in ihrer Bahn liegen, den in ihnen enthaltenen Wasserdampf in ungeheuren Regengüssen niederschlagen. Im vorliegenden Falle sind diese Regenfälle aussergewöhnlich reichhaltig und dadurch ungemein verheerend gewesen. Im westlichen Deutschland kommen solche Zustände im allgemeinen nicht vor, da dort keine Zugstrasse von Süd nach Nord für Depressionen existiert. Wenn aber, ziemlich selten, auch dort einmal Depressionen von Südfrankreich her in der Richtung gegen die Nordsee ziehen, so hat auch Westdeutschland seine Überschwemmungen, die glücklicherweise nie so verheerend sind wie diejenigen Schlesiens und der angrenzenden Gebiete.

Es ist eine merkwürdige Thatsache, dass die Zugstrasse, welche die Depressionen einschlagen, die im Sommer gelegentliche Überschwemmungen im Odergebiete, in Sachsen und Mähren verursachen, die gleiche ist, auf der auch jene barometrischen Minima fortschreiten, welche die berüchtigten kalten Tage des Mai im Gefolge haben. Diese Zugstrasse erstreckt sich von Schweden über Schlesien in der Richtung gegen Ungarn hin, und die Minima des Mai durchwandern sie von Norden nach Südosten, diejenigen des Juli dagegen von Südosten nach Norden, also in entgegengesetzter Richtung.

Über die allgemeinern atmosphärischen Vorgänge vor und während der diesjährigen Überflutungen in Schlesien, Sachsen und Nordböhmen hat Dr. E. Herrmann eine Untersuchung veröffentlicht[1]). Nach Ansicht des Verf.'s ist die grosse Verstärkung der Regenfälle, welche das Unheil hervorrief, auf die Summation kleinerer Depressionsphänomene mit einer weitere Gebiete umfassenden und jene Gegenden durchstreichenden Depression zurückzuführen. »Die entsprechende Luftdruckverteilung entwickelte sich in folgender Weise: Am 26. Juli war die Luftdruckverteilung über der östlichen Hälfte unseres Erdteiles gerade entgegengesetzt der

[1]) Annalen der Hydrographie 1897. 9. Heft. p. 387 u. ff.

über der westlichen Hälfte; Depressionen bedeckten das nordwestliche und südöstliche, Hochdruckgebiete das südwestliche und nordöstliche Europa. Die Minima dieser Depressionen befanden sich an der Nordküste Schottlands und über dem Asow'schen Meere, sie waren nahezu gleich und betrugen etwa 748 *mm*. Über Polen und Nordostdeutschland waren die beiden grossen Depressionen durch einen Streifen niedrigen Luftdruckes miteinander verbunden. Beide angeführten Minima des Luftdruckes verlagerten sich in östlicher Richtung, während über dem östlichen Centraleuropa der niedrige Luftdruck bestehen blieb.

Da mit der Verlagerung der Minima im Nordwesten und Südosten des Erdteiles gegen Osten die beiden Hochdruckgebiete an Ausdehnung zunahmen, das südwestliche nach Norden, das östliche nach Süden hin, so stellte sich bereits im Laufe des 27. Juli über Europa eine Druckverteilung her, die von Prof. van Bebber als typisch für die Zugstrasse Vb der Minima bezeichnet worden ist. Es ist dies jene Zugstrasse, auf welcher die Minima angeblich vom Adriatischen Meere aus in nördlicher Richtung nach der östlichen Ostsee und dem Finnischen Meerbusen hin fortschreiten.

Nachdem einmal das Bestehen dieser Zugstrasse von vielen Seiten anerkannt worden ist, wird man zunächst versucht sein, auch die Ereignisse vom 27.—31. Juli v. J. auf Vorgänge dieser Art zurückzuführen. Denn am 27. Juli lagen zwei Minima des Luftdruckes mit sie umgebenden wohl ausgeprägten Windsystemen über Venetien und am Fusse der Seealpen, die im Laufe des Tages ostwärts sich verschoben und vertieften, und am folgenden Tage traten ebenfalls zwei Systeme mit geschlossenen Isobaren auf den ersten Blick besonders hervor, das eine über Galizien und Ungarn, das zweite über dem Adriatischen Meere und den angrenzenden Küsten. Es liegt nahe, diese Erscheinungen als Fortsetzungen der am Vortage über dem nördlichen Italien befindlichen zu betrachten und in entsprechender Weise auch die Phänomene, die in den folgenden Tagen über dem östlichen Centraleuropa sich zeigten, damit weiter zu verbinden.

Indessen bei eingehenderem Studium der Wetterkarten bemerkt man am Morgen des 27. Juli über Frankreich und Deutschland verschiedene kleinere Depressionen, von denen besonders die des nördlichen Frankreichs auf ihrer Wanderung nach Osten quer durch Deutschland gut zu verfolgen ist. Es zeigt sich dann, dass eine dieser Depressionen mit ihrem Minimum am 28. Juli den nördlichen Teil der Polen, Galizien und Ungarn bedeckenden Depression einnahm, während das am 27. Juli über Venetien lagernde Minimum davon getrennt in deren Südspitze sich vorfand und also die bisherige Bewegung nahezu gegen Osten beibehalten hatte. Auch bis zum Abende des 28. Juli hatte dieses Minimum keine Wendung nach Norden hin gemacht, sondern war weiter bis nach Siebenbürgen fortgeschritten; das zweite südlichere Minimum aber, welches eben-

falls Oberitalien durchzogen hatte, lag zu dieser Zeit über Bosnien und rückte auch ferner ostwärts fort. Die nach diesen über Oberitalien und den angrenzenden Meeresteilen in den Tagen bis zum 31. Juli sich entwickelnden und ostwärts wandernden kleinen Depressionen können noch weniger zu der Depression über dem östlichen Centraleuropa in Beziehung gebracht werden, da sie am 29. und 30. Juli von dieser stets durch einen schmalen Streifen hohen Luftdruckes über dem Gebiete der Sau getrennt waren.

Danach würde die grosse Depression, welche in der letzten Woche des Juli zwischen Donau und Ostsee sich befand, nicht unmittelbar zu den über Oberitalien und dem östlichen Teile der Balkan-Halbinsel auftretenden Minima in Beziehung zu bringen sein. Vielmehr dürfte sie als eine besondere, ihre Lage in dieser Zeit wenig verändernde Erscheinung zu betrachten sein, und die in ihr enthaltenen Minima, wie in dem einen Falle bereits geschildert wurde, flachen, kleinern Depressionen entsprechen, welche Deutschland in der Richtung von West nach Ost durchzogen und sich dann mit jener Haupterscheinung summierten. Luftdruckverteilung und Winde lassen jedenfalls in diesen Tagen über Deutschland zahlreiche solche kleinere Depressionen erkennen. Es ist die Bahn des Minimums einer derselben in einem (der Originalabhandlung beigegebenen) Kärtchen dargestellt. Dasselbe lag am 28. Juli über Westfalen und wanderte nach Schlesien; in seiner Umgebung gingen dann die Wolkenbrüche am 29. Juli nieder. Eben diese Summierung der grossen Erscheinung mit kleineren, von denen wohl auch zeitweise noch mehrere über gleichem Gebiete zusammentrafen, macht die ausserordentlich heftigen Regenfälle, welche auf ein überaus kräftiges Aufsteigen der Luft hinweisen, erklärlich. Diese Umstände gestalteten sich um so verhängnisvoller, als die Gebirgsketten das Aufsteigen der auf sie zu gerichteten Winde noch besonders verstärkten.

Man wird bereits bemerkt haben, dass die vorstehende Auffassung, nach welcher während der letzten Tage des Juni und des Juli Depressionen Deutschland in der Richtung von West nach Ost durchzogen, auf das Bestehen einer Art Minimallinie des Luftdruckes quer durch Centraleuropa auch in dieser Zeit hinführt. Danach würde eine solche Minimallinie ein charakteristisches Merkmal der Luftdruckverteilung dieses Sommers bilden, welches durch die zeitweise auftretende Anordnung der Barometerstände in von Nord nach Süd langgestreckten Gebieten hohen und niedrigen Druckes nicht völlig ausgelöscht wird. Im Gegenteile ruft gerade die Superposition dieser beiden Erscheinungen die vielen heftigen, bis zum Wolkenbruche gesteigerten Regenfälle für die einzelnen Teile Centraleuropas hervor.

Aber nicht allein die Vorgänge dieses Sommers, sondern auch die Wolkenbrüche, welche in frühern Jahren Teile Deutschlands verheerten, erhalten unter diesen Gesichtspunkten nunmehr ein ge-

meinsames Kennzeichen. Zum Teil sind dieselben schon bisher zu Depressionen in Beziehung gebracht worden, die Centraleuropa von West nach Ost durchschritten; zum andern Teile wurden sie als Begleiterscheinungen von Minima betrachtet, welche die sogenannte Zugstrasse Vb verfolgen. In den letztern Fällen aber lassen die Vorgänge sich in gleicher Weise wie die der diesjährigen letzten Juliwoche in eine an sich weniger schnell veränderliche von Nord nach Süd langgestreckte Depression und kleinere von Westen her in dieselbe eintretende Depressionserscheinungen auflösen.

Vielleicht ist sogar eine solche Auffassung der Vorgänge bei allen Erscheinungen gerechtfertigt, welche bisher der Zugstrasse Vb zugeschrieben worden sind, nicht nur den mit Wolkenbrüchen verbundenen, welche vom Verf. bei der vorliegenden Gelegenheit besonders herausgegriffen worden sind. Dann würde allerdings die Zugstrasse Vb in Wirklichkeit nicht bestehen, soweit wenigstens durch dieselbe die stetig aufeinander folgenden Lagen eines Minimums dargestellt werden, wie es ihre Bezeichnung ergiebt. Dagegen verschwände mit ihr die vollständige Abweichung der Bewegung der angeblich sie beschreiten den Minima von der sonst allgemein bestehenden Verlagerung derselben nach Osten. Unter diesen Umständen würden sich die Alpen als eine Wetterscheide darstellen, die von den Minima nicht überschritten wird. Damit soll aber nicht gesagt sein, dass die atmosphärischen Vorgänge nördlich und südlich dieses Gebirgszuges voneinander unabhängig seien. Im Gegenteile dürften sie nach Ansicht des Verf.'s von den entsprechenden Teilen gleicher Erscheinungen beeinflusst werden, welche den Meridianen entlang sich erstrecken. So würden auch die Minima, welche in den letzten Tagen des Juli über Deutschland ostwärts zogen, als zusammengehörig mit den von Ligurien aus die gleiche Richtung verfolgenden Minima zu betrachten sein.

Zum Schlusse wird vom Verf. noch Folgendes hervorgehoben: Eine Superposition verschiedener Luftdruckerscheinungen, wie sie für die oben besprochenen Vorgänge angenommen wurde, vermag in naturgemässer Weise die Veränderlichkeit der Depressionen oder Hochdruckgebiete in Ausdehnung und Tiefe oder Höhe der Barometerstände zu erklären. Dabei darf jedoch nicht ausser Acht gelassen werden, dass weder die Lagen, noch die Bewegungen der resultierenden Mnima gleich sind den Lagen und den Bewegungen der Minima der sich summierenden Einzelerscheinungen, wie dies an anderer Stelle (»Globus« 1896. **70.** p. 197 u. ff.) bereits näher ausgeführt worden ist.«

Die Regenverteilung in der Schweiz, auf grund der Aufzeichnungen an zahlreichen Beobachtungsstationen innerhalb der Periode von 1863—1893, ist von R. Billwiller untersucht worden[1]), und

---

[1]) Archives des sciences phys. et nat. 1897. (4) **3.** p. 25.

sind die Ergebnisse in einer Karte niedergelegt. Das Regenmaximum im Juragebiete findet sich auf dem Westabhange des Berges Risoux, wo die jährliche Regenmenge 160 *cm* übersteigt; in der Depression des Joux-Thales sinkt die Jahresmenge auf ein sekundäres Minimum von unter 140 *cm*. Auf dem Plateau zwischen Jura und Alpen nimmt die Regenmenge mit dem Sinken des Niveaus ab. Der breite Landstreifen, der sich vom Südwestende des Genfer Sees bis zum Westende des Bodensees erstreckt und das Becken des Neuchateller Sees wie das untere Aarbecken streift, hat eine Regenmenge unter 100 *cm*. In dem Masse, wie das Gehänge des Landes nach den Alpen hin wieder ansteigt, nimmt die Regenmenge überall zu. Nach den vorliegenden Daten befinden sich die Maxima des Niederschlages in den Berner Alpen, im Massiv des St. Gotthard und in dem Teile der Grindelwald- und Tessiner Alpen, der zwischen dem Becken des Rheins und des Tessins liegt; die Maxima übersteigen hier sicherlich 200 *cm*. Die Unsicherheit über diese Verhältnisse ist sowohl durch die Unbewohnbarkeit der Gegenden, als durch die Form der Niederschläge (Schnee) bedingt. Auf dem Nordabhange der Alpen kann man die Zone der grössten Niederschlagsmenge auf die Höhe von etwas über 2000 *m* fixieren; die höchste Station, der Säntis mit 204 *cm* Regen, liegt 2504 *m* über dem Meeresspiegel. Auf dem Südabhange der Alpen liegt die Zone des Regenmaximums höher als am Nordabhange, und das Maximum erreicht schliesslich einen grössern Wert; dafür spricht, dass man auf der Station des Bernardin in 2070 *m* Höhe eine jährliche Regenmenge von 2238 *mm* hat. Der Einfluss des Mittelländischen Meeres wie der steilere Anstieg des Gebirges macht sich hierin, wie im grössern Regenreichtum der Südschweiz (Becken des Lugano- und Maggiore-Sees) bemerkbar.

Von Interesse sind auch die Gebiete geringen Niederschlages; sie liegen sämtlich in Thälern, und je mehr diese gegen die regenbringenden Winde geschützt sind, desto kleiner ist die jährliche Regenmenge. Dies zeigt sich im mittlern Wallis, wo das Rhonethal, durch hohe Gebirgsketten geschützt und nur nach dem Genfer See offen, von diesem bis nach Sieders hin immer geringere Mengen aufweist, obwohl das Thal ansteigt; in Sieders findet man das Minimum der ganzen Schweiz mit nur 565 *mm* jährlichem Regen; von da nimmt der Regen langsam zu, wenn man das Thal weiter hinauf geht. Es ist bekannt, dass das Wallis zu wenig Regen für die Bodenkultur erhält, und dass die Bewohner seit Jahrhunderten ihre Zuflucht zu künstlichen Berieselungen genommen haben.

Ein zweites Regenminimum findet man im Unterengadin. Die Regenmenge nimmt im Innthale ab, je mehr man niedersteigt; sie beträgt etwa 100 *cm* auf dem Maloja-Pass; in Schuls findet man noch 658 *mm* und in Remüs nur 619, obwohl diese Station 1200 *m* hoch liegt. Aber die hohen Berge schützen das Thal gegen die Regenwinde; das Thal des Unterengadins gewährt nur dem trockenen

Nordostwinde freien Zutritt. — Weitere Gegenden mit verhältnismässig geringen Regenmengen sind das Westende des Genfer Sees, der untere Teil des Rheinthales, der durch Vogesen und Schwarzwald geschützt ist, der mittlere Teil des Aarthales mit dem Thuner und Brienzer See und das Rheinthal im Kanton St. Gallen.

Die Regenverhältnisse im nördlichen Mittelamerika, schildert Dr. K. Sapper[1]). Leider fehlt es für dort noch sehr an genügend zahlreichen und langen Messungsreihen. »Die Maximalzonen des Niederschlages befinden sich am Nord- und Nordostabfalle der Kettengebirge von Chiapas, Guatemala und Britisch-Honduras' sowie am Südabfalle des Massengebirges von Chiapas und Guatemala; am Fusse dieser Gebirge dehnen sich Gebiete mässigen Regenfalles aus; die Halbinsel Yucatan mit ihren geringen Anhöhen und bei ihrer grossen Entfernung von ansehnlichern Gebirgen stellt sich uns als ein Gebiet geringen Niederschlages dar; freilich ist die Dürre und Unansehnlichkeit der Vegetation dort hauptsächlich durch die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge, durch eine langdauernde Trockenzeit bedingt, aber dennoch glaube ich annehmen zu dürfen, dass der mittlere Regenfall auf der Halbinsel 1 *m* nicht erreichen oder nur wenig überschreiten wird. Die trockensten Gegenden des ganzen nördlichen Mittelamerika sind in der Depression zwischen den nördlichen Kettengebirgen und dem südlichen Massengebirge zu suchen (z. B. Quezaltenango, Salamá), sowie auf der Südseite des Isthmus von Tehuantepec und im nördlichen Salvador.

Wohl eine Folge des herrschenden Monsunklimas ist es, wenn am Südhange des Massengebirges von Chiapas und Guatemala (z. B. Costa Cuca) die Regenzeit um einen Monat früher einsetzt, als an der Nordabdachung der Kettengebirge. Diese dagegen erhält durch die Passatwinde und Nordwinde noch reichliche Niederschläge in den Monaten November bis März, während welcher allenthalben südlich von dem Hauptkamme der Kettengebirge eine Periode geringer Niederschläge herrscht.

Der Höhengürtel grössten Regenfalles scheint sich in den verschiedenen Jahreszeiten in verschiedener Höhe zu befinden. Die mittlere Lage desselben dürfte an der orographisch sehr einfach gestalteten Costa Cuca etwas über 1000 *m* über dem Meere sein, während sie sich in dem verwickelten Gebirgslande der Alta Verapaz wohl kaum je sicher wird bestimmen lassen, da die örtlichen Verhältnisse hier für die Regenmenge viel mehr bestimmend sind, als die Höhenlage. Die Exposition gegen verschiedene Winde verursacht hier auch eine ganz verschiedene jahreszeitliche Verteilung des Regenfalles: In den Wintermonaten sind N-, NW- und Westwinde häufig, und demgemäss erhalten die diesen Winden entgegengestellten Gebirgsgegenden um jene Zeit reichliche Niederschläge, während

[1]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 117 u. ff.

die abgewandten Gebiete dann wenig Regen haben. Anderseits aber herrschen in den Sommermonaten NO- und O-Winde vor, und deshalb fällt um diese Zeit auch das Maximum des Regens an der Ostabdachung des Gebirges.

Die Hochgebirgsgegenden von Guatemala und Chiapas liegen oberhalb des Gürtels grössten Regenfalles, zeichnen sich aber gleichwohl meist durch hohe Luftfeuchtigkeit und häufige Nebel- und Wolkenbildung, auch zahlreiche, aber ziemlich geringfügige Niederschläge aus. Die Gipfel der höchsten Vulkane dagegen ragen auch über diese Region häufiger Wolkenbildung hinaus, wie schon Dr. Otto Stoll hervorgehoben hat.«

Eine von Dr. Sapper entworfene Regenkarte des betreffenden Teiles von Mittelamerika hat nur einen schematischen Charakter.

Sonnenflecke und Regen. In einer Abhandlung, betitelt »Wetterperioden«, hat Guido Lamprecht ein umfangreiches Material von Regenhöhenmessungen zusammengebracht, welches von Dr. Klein zu einer Prüfung der Frage über den Zusammenhang zwischen Sonnenflecken und Regen benutzt wurde[1]. Lamprecht hat die Niederschlagshöhen der Stationen einfach addiert, das Material ist also nicht homogen, allein der hieraus entspringende Fehler im einzelnen dürfte sich für den vorliegenden Zweck hinreichend genau kompensieren. Die Anzahl der sämtlichen Beobachtungsjahre beträgt 4376, die Gesamtsumme des Niederschlages 5700 *m*. Die von Lamprecht berechneten und zusammengestellten Tabellen sind sehr wertvoll. Sie zerfallen in sechs Gruppen:

1. Preussen östlich von 11° O Gr. 20 Stationen, 34 Jahrgänge 1857—1890.
2. » westlich » » » » 20 » 34 » 1857—1890.
3. Österreich 20 Stationen, 29 Jahrgänge 1804—1892.
4. Italien 13 » 40 » 1840—1879.
5. Sumatra 20 » 16 » 1879—1894.
6. Java, Celebes, Borneo u. s. w. 66 Stationen, 16 Jahrgänge 1879—1894.

Für diese Gruppen werden die monatlichen Niederschlagssummen für die betreffenden Jahre mitgeteilt. Der Vergleich mit den Wolfschen Relativzahlen der Sonnenflecke ist daher einfach auszuführen. Ich habe die Jahre der Sonnenfleck-Maxima und -Minima ausgezogen, da indessen die Fleckenkurve in der Nähe ihrer Wendepunkte sich meist nur wenig ändert, so wurde in solchen Fällen das Mittel zweier Jahre gebildet. Dies geschah für die Jahre 1843—1844, 1855—1856, 1859—1860, 1870—1871, 1878—1879, 1883—1884, 1888—1889; für die Maximumperiode anfangs der Neunziger Jahre wurde das Mittel 1892—1894 genommen. Für Java und Sumatra fehlt leider der Januar 1879, überhaupt beginnen dort die Beobachtungen erst mit Februar 1879, so dass dieses Jahr als der Minimumepoche entsprechend angesetzt werden musste, statt des Mittels 1878—1879.

[1] Zeitschrift für Meteorologie 1897. Gaea 1897. p. 548.

Java. Die Beobachtungen umfassen die Minimalepochen 1879, 1888—1889, sowie die Maximalepochen 1883—1884 und 1892—1894. Wie bemerkt, fehlt leider der Januar 1879, für denselben wurde der Wert der Niederschlagssummen, der sich aus dem Mittel der Minimalepoche 1888—1889 ergab, provisorisch substituiert, was auf das Endresultat ohne wesentlichen Einfluss bleibt. Auf diese Weise ergaben sich folgende Regensummen für die angegebenen Jahre in den einzelnen Monaten in Centimetern:

Regensummen

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Min. 1879 + Min. 1888—1889	(4750)	4005	4190	3156	3191	3072	1795	2005	1550	2026	2939	3716	36395
Max. 1883—1884 + Max. 1892—1894	4923	3930	3387	2986	2040	1285	879	916	1027	1841	3332	3937	30483
Diff.: Min. — Max.	—173	75	803	170	1151	1787	916	1089	523	185	—393	—221	5912

Der Unterschied der Regenmengen ist hiernach zu den betreffenden Zeiten ein sehr beträchtlich grosser, und das Maximum fällt auf die Epoche der Sonnenfleck-Minima, und zwar in die Sommermonate, während die Monate November, Januar und Februar verminderte Regensummen aufweisen.

Sumatra. Die Beobachtungen umfassen die nämlichen Jahre wie bei Java und sind in derselben Weise berechnet worden:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Min. 1879 + Min. 1888—1889	(1080)	907	1141	955	1042	637	850	604	1068	1165	1067	1376	12092
Max. 1883—1884 + Max. 1892—1894	1216	956	1107	1046	709	781	562	765	777	1181	1235	1355	11690
Diff.: Min. — Max.	—136	—49	34	—91	333	—144	288	39	281	—16	—168	+21	402

Auch hier bemerkt man ein wenn auch nur geringes Überwiegen der Regensummen zur Zeit der Sonnenfleck-Minima, und zwar fällt das Plus wiederum in die Sommermonate, wenngleich nicht so bestimmt und ausnahmslos als bei Java.

Italien. Die oben angegebenen Beobachtungsjahre erstrecken sich über die Wendepunkte von drei Sonnenfleck-Maximis und vier -Minimis, nämlich die Maxima 1848, 1859—1860, 1870—1871 und die Minima 1843—1844, 1855—1856, 1867 und 1878—1879. Es finden sich folgende Mittelwerte:

Regensummen *mm*

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Sonnenfleck-Min. .	986	961	944	778	799	645	375	514	1255	1309	1180	951	10697
Sonnenfleck-Max. .	906	724	818	716	1260	987	409	475	871	1217	1608	1066	10757
Diff.: Min. — Max.	80	237	126	62	—861	—42	—34	39	384	92	—428	—115	—60

Für diese Zahlen ist das Übergewicht der Minimaljahre verschwunden und hat einem kleinen Plus in den Maximaljahren Platz gemacht, so dass also für Italien ein Einfluss der Sonnenfleck-Periode auf die Niederschläge nicht nachweisbar ist.

Österreich. Die Beobachtungen umfassen die Minima 1867, 1878—1879 und 1888—1890, sowie die Maximalepochen von

1870—1871 und 1883—1884. Die folgende Tabelle giebt also $^1/_3$ der Regensummen in den drei Minimalepochen und $^1/_2$ dagegen in den Maximalepochen:

Regensummen *mm*

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Sonnenfleck-Min. . . .	1280	1084	1325	1579	1451	2142	2362	1912	1702	1789	1433	1274	19333
Sonnenfleck-Max. . . .	961	503	943	1152	1119	2076	2322	1829	1338	1427	1152	1263	16085
Diff.: Min. — Max. . .	319	581	382	427	322	66	40	83	363	362	281	11	3248

Aus diesen Ziffern geht ein ganz unerwartet grosses Überwiegen der Regenmengen zur Zeit der Sonnenfleck-Minima über jene in der Zeit der Maxima hervor, und zwar fällt das Maximum des Übergewichtes in die Frühlingsmonate. Ein so entschiedenes Überwiegen und ein so ausgesprochen regelmässiger Zug der Kurven der monatlichen Regensummen hat sich bis jetzt noch in keiner ähnlichen Untersuchung gezeigt, so dass man misstrauisch gegen die zu grunde liegenden Zahlen werden möchte. Verf. giebt deshalb aus der oben genannten Schrift noch die jährlichen Regensummen der 20 österreichischen Stationen für den Zeitraum von 1864—1892 in Metern gleichzeitig mit den Wolf'schen Relativzahlen der Sonnenflecke:

Jahr	Regensummen *m*	Relativzahl. d. Sonnenflecke	Jahr	Regensummen *m*	Relativzahl. d. Sonnenflecke
1864	17.5	46.9	1879	19.2	6.0
1865	13.2	30.5	1880	19.7	32.3
1866	18.6	16.3	1881	17.5	54.3
1867	20.2	7.3	1882	20.6	59.6
1868	15.4	37.3	1883	15.8	63.7
1869	17.7	73.9	1884	17.3	63.5
1870	18.4	139.1	1885	17.7	52.2
1871	15.8	111.2	1886	17.2	25.4
1872	17.5	101.7	1887	17.1	13.1
1873	15.2	66.3	1888	18.8	6.8
1874	16.5	44.6	1889	18.9	6.3
1875	17.9	17.1	1890	18.5	7.1
1876	20.1	11.3	1891	16.9	35.6
1877	18.2	12.3	1892	18.8	73.8
1878	21.2	3.4			

Preussen, östlich von 11° östl. Länge G.

Die Beobachtungen umfassen die nämlichen Jahre wie bei dem östlich von 11° Länge G. gelegene Teile Preussens (siehe weiter unten):

Regenhöhe *mm*

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Sonnenfleck-Min . .	899	832	836	1131	1087	1265	1900	1282	779	1228	915	693	12847
Sonnenfleck-Max. .	579	582	719	768	808	1333	1645	1406	871	1057	603	715	10686
Diff.: Min. — Max .	320	250	117	363	279	—68	255	—124	—92	171	312	—22	1161

Die Niederschlagszunahme zur Zeit der Sonnenfleck-Minima tritt in dieser östlichen Hälfte Preussens ebenfalls deutlich hervor, und zwar fällt der Regenüberschuss hauptsächlich wiederum in die Monate Januar bis Mai.

Preussen, westlich von 11° östl. Länge Gr.

Die Beobachtungen umfassen drei Maximal- und drei Minimalepochen, und die nachfolgenden Zahlen für die einzelnen Monate geben das Drittel der Monatssummen:

Regenhöhe *mm*

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Minima 1867, 1878—1879, 1888—1890	1300	1088	1131	1399	1182	1406	2348	1375	963	1465	1124	1040	15821
Maxima 1859—1860 1870—1871, 1883—1884	993	788	1003	897	934	1432	1623	1628	1352	1512	891	1341	14394
Diff.: Min. — Max.	307	300	128	502	248	—26	725	—253	—389	—47	233	—301	1427

Auch hier zeigt sich ein Regenüberschuss in den Jahren der Sonnenfleck-Minima, und zwar hauptsächlich in den Monaten Januar bis Mai. Da sonach der monatliche Gang der Veränderlichkeit der Regenhöhen während der Epochen der Flecken-Maxima und -Minima in Österreich und Preussen wesentlich nicht verschieden ist, so hat Verf. die Beobachtungsreihen aus beiden Ländergebieten zusammengezogen und zu einem Mittel vereinigt unter Berücksichtigung des Umstandes, dass aus Preussen aus drei Maximis und drei Minimis, aus Österreich aber nur Aufzeichnungen aus drei Minimis und zwei Maximis vorliegen. Es ergeben sich hiernach für die durchschnittlichen Regenhöhen folgende Zahlen:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Sonnenfleck.-Min. *mm*	3479	3004	3292	4109	3720	4813	6610	4569	3444	4482	3472	3007	48001
Sonnenfleck-Max. *mm*	2490	1918	2645	2787	2799	4668	5418	4785	3505	3963	2545	3257	40730
Diff.: Min. — Max.	989	1086	647	1372	921	145	1192	—216	—61	519	927	—250	7271

Der monatliche Gang der Regenkurven ist hier schon besser ausgeglichen, und die Zunahme der Regenmenge in den Winter- und Frühlingsmonaten der Jahre mit dem Sonnenfleck-Minimum, im Vergleiche zu den entsprechenden Monaten der Jahre des Sonnenfleck-Maximums, tritt deutlich hervor. Es fragt sich nur, ob fernere Reihen dieses Ergebnis bestätigen werden.

18. Winde und Stürme.

Untersuchungen über die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit hat Prof. G. Hellmann angestellt[1]). Er verbreitet sich zunächst ausführlich über den gegenwärtigen, wenig erfreulichen Zustand der Anemometrie und geht dann dazu über, die vorliegenden Aufzeichnungen, welche auf dem Festlande erhalten wurden, zu berechnen, die Meere bleiben dabei ausser acht, weil für diese nur Schätzungen vorhanden sind. Es wurden nur solche Stationen berücksichtigt, für welche mindestens zehnjährige Beobachtungsreihen vorliegen. Bezüglich der Zahlenergebnisse muss auf das Original verwiesen werden.

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 321 ff.

Prof. Hellmann kommt zu dem Ergebnisse, dass es ein einziges Gesetz der jährlichen Periode der Windgeschwindigkeit auf der Erdoberfläche nicht giebt. Ja, es hält schwer, einige diesbezügliche höhere Gesichtspunkte herauszuschälen. Er glaubt, dass man aus dem bis jetzt vorhandenen Beobachtungsmateriale nicht viel mehr als folgende fünf Thatsachen von allgemeinerer Giltigkeit entnehmen kann:

1. Die Windgeschwindigkeit nimmt mit wachsender geographischer Breite im allgemeinen zu, von den Küsten nach dem Innern jedoch ab.

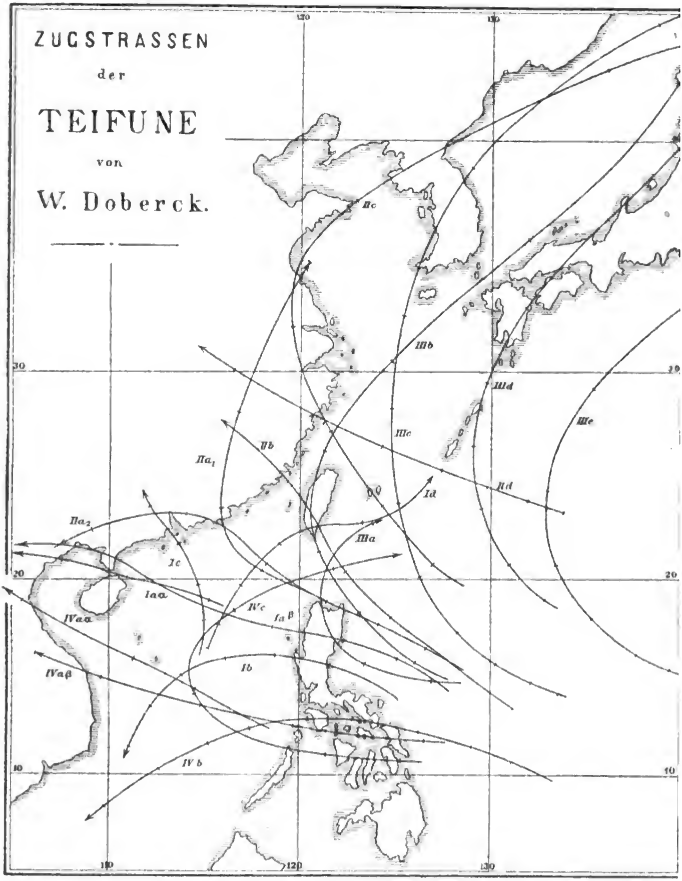
2. In der jährlichen Periode fällt das Maximum in höhern Breiten und bei Küstengebieten, die im Luv liegen, auf die kalte Jahreszeit, während es im Binnenlande einem der Monate März bis Juli angehört.

3. Der Eintritt des Maximums der Windgeschwindigkeit entspricht gewöhnlich dem des Maximums der Stürme (vgl. Prof. Hellmann's Arbeit: »Die jährliche Periode der Stürme in Europa« in Meteorologische Zeitschrift 1895, p. 441—449).

4. Das Minimum der Windgeschwindigkeit fällt bei denjenigen binnenländischen Stationen, die ein Frühjahrs-Maximum haben, gewöhnlich auf den August oder September, während es an Küstengebieten mit winterlichem Maximum schon früher, im Juni oder Juli, eintritt.

5. Die Amplitude der jährlichen Periode ist an den Küsten grösser als im Binnenlande, am grössten aber in den Gebieten mit streng periodischen Winden (Monsune).

»Wenn man,« sagt Prof. Hellmann, »die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit, deren erfahrungsmässige Grundlagen sich in den Tabellen zusammengestellt finden, auf die ihr zu grunde liegenden Ursachen zurückführen will, wird man sie natürlich zunächst mit der jährlichen Periode des Luftdruckes in Parallele stellen. Die graphische Darstellung beider Perioden für dieselben Orte lehrt am besten, dass, wie sich ja von vornherein erwarten lässt, unleugbar ein enger Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen besteht: dem Minimum des Luftdruckes entspricht sehr oft das Maximum der Windgeschwindigkeit und umgekehrt. Es giebt auch einzelne Orte, wo die beiden Kurven fast genau einen entgegengesetzten Verlauf das ganze Jahr hindurch befolgen, so dass jemand, der gerade solche Orte untersuchen würde und kein umfassenderes Beobachtungsmaterial zur Verfügung hätte, leicht zu der Anschauung kommen könnte, ein allgemeines Gesetz darin gefunden zu haben. Indessen zeigt die Mehrzahl der Stationen keinen genau entgegengesetzten Verlauf beiderlei Kurven. Das Maximum der Windgeschwindigkeit tritt zumeist einen bis zwei Monate früher ein als das Minimum des Luftdruckes. So hat z. B. Zentraleuropa das Maximum der Windgeschwindigkeit im März, das Minimum des Luftdruckes aber im April; in Sibirien tritt der niedrigste Luftdruck im Juni, die grösste Windgeschwindigkeit schon im Mai ein. Im


ZUGSTRASSEN
der
TEIFUNE
von
W. Doberck.
IIc
IIIb
IIId
IIIc
IIIe
IIb
IIa₁
IId
Id
IIa₂
IIIa
Ic
Iaα
IVc
Iaβ
IVaα
Ib
IVaβ
IV b
120
130
30
20
10
110

Innern der Vereinigten Staaten Nordamerikas ist das Maximum der Windgeschwindigkeit dem Minimum des Luftdruckes gewöhnlich zwei Monate voraus. Natürlich fehlt es auch nicht an Orten, die das umgekehrte Verhalten zeigen, an denen also die grösste Windgeschwindigkeit später als der tiefste Luftdruck eintritt.

Ein derartiges Verhalten darf uns nicht Wunder nehmen; denn die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit hängt nicht bloss von derjenigen des Luftdruckes, bezw. der Luftdruckverteilung ab. So muss z. B. im grössten Teile der gemässigten und der kalten Zone der mit der Jahreszeit wechselnde Zustand der Erdoberfläche auch eine jährliche Periode der Reibungswiderstände bedingen, denen der Wind in den untersten Schichten der Atmosphäre ausgesetzt ist. Im Sommer, bei vollster Entwicklung der Vegetation, wird die Reibung des Windes an der Erdoberfläche viel grösser sein als im Winter, wo die Vegetation fehlt, und Schnee den Boden bedeckt. Alsdann ist die im Sommer rauhe Erdoberfläche gleichsam geglättet. Vielleicht hängt es damit zusammen, dass im Innern des europäischen, asiatischen und des nordamerikanischen Kontinents das Maximum der Windgeschwindigkeit früher eintritt als das Minimum des Luftdruckes. Nach dem Eintritte des erstern im März, bezw. April nehmen die Reibungswiderstände so zu, dass die Windgeschwindigkeit, entsprechend dem weitern Sinken des Luftdruckes, bis zum April, bezw. Mai (Juni) nicht mehr zunehmen kann, sondern bereits langsam abnimmt.

Auch die mittlere Luftdruckverteilung, wie sie Karten der Monatsisobaren uns vorführen, giebt keine ausreichende Erklärung für die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit; wenigstens vermag sie nicht alle bei derselben auftretenden Verschiedenheiten zu erklären. Ebenso geben die mittlern Zugstrassen der barometrischen Minima auch nur einen sehr allgemeinen Anhalt, durchaus aber keinen unfehlbaren Massstab ab für die Beurteilung der jährlichen Veränderungen in der Windgeschwindigkeit. Offenbar rührt diese ungenügende Übereinstimmung in dem Verhalten beider Elemente, der Windgeschwindigkeit und des Luftdruckes, die doch unleugbar besteht, daher, dass wir nur Monatsmittel untereinander vergleichen und noch nicht in der Lage sind, die zahlreichen örtlichen Einflüsse, welche die Angaben des Anemometers weit mehr beeinflussen, als die des Barometers, auch nur einigermassen in Rechnung zu ziehen. Würde man, was den erstern Punkt anlangt, mittlere monatliche Gradienten etwa in der Art ableiten, dass man für einen Ort aus den Wetterkarten eines jeden Tages den Gradienten bestimmt und aus diesen Einzelwerten ein Monatsmittel bildet, so würde man Werte erhalten, die sich mit den Monatsmitteln der Windgeschwindigkeit viel eher in Parallele stellen liessen als die mittlern Gradienten, die wir den Karten der mittlern Monatsisobaren entnehmen können.

Der störende Einfluss lokaler Verhältnisse, sowie der mit Ort und Jahreszeit wechselnden Reibungswiderstände tritt in den höhern

Schichten der Atmosphäre offenbar sehr zurück, so dass wir für diese eine einfachere jährliche Periode der Windgeschwindigkeit ebenso wie einen engern Zusammenhang derselben mit den Luftdruckverhältnissen erwarten dürfen. Das ist in der That der Fall. Die folgende Tabelle zeigt, dass es in den höhern Schichten oberhalb 300 *m* eigentlich nur ein einziges Gesetz der jährlichen Periode der Windgeschwindigkeit giebt; denn die kleinen Verschiedenheiten zwischen den einzelnen Stationen dürften später, bei Zugrundelegung längerer Beobachtungsreihen, fast ganz verschwinden. In der freien Atmosphäre giebt es nur ein Maximum im Januar und ein Minimum im Sommer. Bekanntlich hat das Barometer genau den entgegengesetzten Gang.

Jährliche Periode der Windgeschwindigkeit in den höhern Schichten der Atmosphäre (m. p. s.)

	m	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Eiffelturm . .	305	10.5	9.9	9.4	8.2	8.1	7.5*	7.7	7.9	7.7	9 3	8 7	8.7	8.6
Ben Nevis . .	1343	10.9	10.4	9.1	8.2	7.5	7.2	6.3	6.3*	7.2	8.5	9.6	9.4	8.4
Mt. Washington	1950	19.5	19.2	17.3	14.1	13.3	13.5	12.8	12.7*	14.2	14.3	15.9	17.5	15.0
Obir.	2140	5.4	4.7	4.3	3.6	3.7	3 6	3.2*	3.3	3.3	3.9	4.3	4.2	4.0
Säntis	2500	8.8	8.7	7.8	6.1*	6.6	6 5	8.0	7.8	7.1	7.9	8.0	8.8	7.7
Sonnblick . .	3105	8.8	8.2	8.9	7.2	6 4*	7.0	6 6	7.8	6.9	7 5	7.1	7.5	7.5
Pikes Peak . .	4308	11.8	11.3	11.1	9.5	9.2	8 4	5.6	5.5*	7.4	9.5	10.6	10.5	9 2

Da die primären Ursachen aller Bewegungen in der Atmosphäre Temperaturdifferenzen, sowie die Erdrotation sind, letztere aber das ganze Jahr hindurch unverändert bleibt, so können zur Erklärung der jährlichen Periode der Windgeschwindigkeit in der freien Atmosphäre, die durch die Beobachtungen auf den Gipfelstationen schon ziemlich richtig wiedergegeben sein dürfte, nur die erstern in Betracht kommen. Ein passendes Mass für die wechselnde Grösse dieser Temperaturdifferenzen scheint mir aber der Temperaturunterschied zwischen dem Gebiete höchster und niedrigster Temperatur in jedem Monate zu sein. Ich habe denselben nach den von Buchan veröffentlichten Karten der Monatsisothermen auf der Nordhemisphäre, die für unsere Untersuchung allein in Betracht kommt, ermittelt und folgende Werte dafür gefunden:

Jan.	145° F.	April	100° F,	Juli	60° F.	Okt.	95° F.
Febr.	140	Mai	80	Aug.	65	Nov.	120
März	120	Juni	65	Sept.	70	Dez.	140

Der Verlauf dieser Zahlen ist genau derselbe wie derjenige der Windgeschwindigkeit in den höhern Schichten der Atmosphäre und bestätigt somit unsere Anschauung aufs vollkommenste.

Ich möchte auch nicht unterlassen, auf die Analogie hinzuweisen, die zwischen der täglichen und der jährlichen Periode der Windgeschwindigkeit in den höhern Schichten der Atmosphäre besteht: dem Nacht-Maximum dort entspricht hier ein Winter-Maximum, dem Tag-Minimum ein Sommer-Minimum.

Schliesslich habe ich zur weitern Charakterisierung der jährlichen Periode der Windgeschwindigkeit noch für einige Orte mit längern, homogenen (oder doch wenigstens angenähert homogenen) Beobachtungsreihen die mittlere Abweichung oder Anomalie in den einzelnen Monaten berechnet.

Bei den europäischen Stationen fällt die grösste Veränderlichkeit auf den Winter (November bis Februar), während in New-York das Maximum der relativen Abweichung mit dem Maximum der Windgeschwindigkeit selbst zusammenfällt (März). Bemerkenswert scheint ferner, dass in den Orten Upsala, Dorpat, Prag, Greenwich und Stonyhurst, die ein gutes Stück von Nord- und Zentraleuropa repräsentieren, die mittlere Anomalie ihren kleinsten Wert bereits im Mai erreicht und von da zum Winter fast ununterbrochen anwächst. Der sonst so windstille September ist also in dieser Beziehung keineswegs ausgezeichnet, vielmehr relativ grossen Schwankungen von Jahr zu Jahr unterworfen.«

Neue Untersuchungen über den Föhn hat Prof. J. M. Pernter angestellt[1]). In erster Linie, sagt er, steht die Frage nach den dynamischen Vorgängen beim Herabstürzen der Luft und dem Abfliessen derselben in den Tiefen der Thäler, über welche wir ziemlich gar keinen Aufschluss zu geben vermögen, und deren Kenntnis nicht nur für die volle Erklärung des Föhns von Wichtigkeit ist, sondern eine allgemeine Bedeutung für die Dynamik der Atmosphäre beansprucht. Um diese wissenschaftlich wichtigste Frage beantworten zu können, werden wir aber vorerst genötigt sein, sowohl die Häufigkeit, Dauer und Heftigkeit des Föhns, das Verhalten und den Gang des Barometers, des Thermometers und des Hygrometers vor, während und nach demselben in allen Einzelheiten kennen zu lernen, als auch die Luftdruckverteilung, welche die unmittelbare Ursache desselben ist, eingehend zu untersuchen.

Da das meteorologische Observatorium der Innsbrucker Universität im Föhngebiete liegt, so stand Prof. Pernter ein reiches Beobachtungsmaterial zur Verfügung, aus welchem er zunächst die Häufigkeit, Dauer und die meteorologischen Eigenschaften des Föhns zu Innsbruck auf grund der dreimaligen täglichen Beobachtungen während des Zeitraumes von 1870 bis 1894 ableitete. Die Resultate dieser Untersuchung fasst er in folgender Weise zusammen: Die Häufigkeit des Föhns, ausgedrückt in der Anzahl von Tagen, an welchen der Föhn wehte, beträgt im Durchschnitte der 25 untersuchten Jahre 43 Tage im Jahre. Diese Anzahl ist über das Jahr derart verteilt, dass die grösste Häufigkeit auf die drei Frühlingsmonate fällt, von denen jeder durchschnittlich 5—6 Föhntage hat; die nächstgrösste Häufigkeit besitzen Oktober und November mit

[1]) Sitzber. d. kais. Akademie d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Klasse. **104**. Abt. IIa. Mai 1897. **105**. Abt. IIa. Januar 1896.

4—5 Föhntagen jeder; diesen folgen die Wintermonate Dezember, Januar, Februar mit durchschnittlich 3 Föhntagen in jedem Monate; am seltensten ist der Föhn in den Sommermonaten und im September, wo monatlich 1—2 Föhntage durchschnittlich auftreten.

Die Dauer des Föhns verteilt sich auf Perioden von 1—8 Tagen. Am häufigsten sind die kürzesten Perioden von 1 und 2 Tagen; je länger die Periode ist, desto seltener kommt sie vor. Von den längern Perioden werden fast nur die Frühlingsmonate bevorzugt.

Das Verhalten des Luftdruckes bei Föhn zeigt durchschnittlich ein Fallen des Barometers an den Vortagen, den niedrigsten Stand an den Föhntagen und ein entschiedenes Steigen an den Folgetagen.

Die Temperatur wird bei Föhn durchweg und meist sehr beträchtlich erhöht. Gegenüber dem 25jährigen Mittel ergiebt sich das Mittel der Föhntage um 2.9° C. zu hoch. Die Temperaturerhöhung durch Föhn gegenüber der normalen Temperatur, welche Innsbruck ohne Föhn haben müsste, beträgt aber im Jahresmittel 5.0° C. Es erhellt daraus weiter, dass Innsbruck dem Föhn eine Erhöhung seiner Jahrestemperatur um 0.6° C. verdankt, was einer Erniedrigung der Seehöhe von Innsbruck um 120 *m* oder einer Verschiebung nach Süden um 100 *km* entspricht. Für die Herbst-, Winter- und Frühlingsmonate ist diese Temperaturerhöhung sogar 0.8° C. Es ist für Föhn charakteristisch, dass er die Temperatur bei seinem Einsetzen rasch und beträchtlich erhöht und dann dieselbe, mitunter mit vollkommener Zerstörung des normalen täglichen Ganges, hoch über der der Jahreszeit entsprechenden während seiner ganzen Dauer enthält, so dass bei Föhn selbst im Dezember oder Januar Tagesmittel von 12 und 13° C. vorkommen. Diese Temperaturerhöhung ist in den Wintermonaten am grössten, in den Sommermonaten am kleinsten.

Die Feuchtigkeit wird bei Föhn sehr stark herabgedrückt, im Jahresdurchschnitte um 18%. Die grössten bei Föhn vorkommenden Trockenheiten waren 16, 17 und 20%. Der Föhn erweist sich als ein sehr trockener Wind.

Die Bewölkung ist bei Föhn im Durchschnitte 4.9 der 10teiligen Bewölkungsskala und daher etwa 0.5 unter dem allgemeinen Durchschnitte. Während des Föhns ist sie ziemlich konstant. Der normale tägliche Gang der Bewölkung ist bei Föhn vollkommen verwischt. Vor dem Föhn nimmt sie beträchtlich und rasch ab, nach dem Föhn nimmt sie aber sehr rasch zu, und sehr häufig folgen dann — oft sehr ergiebige — Niederschläge.

Die Niederschläge bei Föhn folgen stets dem Föhn nach, niemals fallen sie während der Dauer des Föhns. Sie sind aber keine notwendige Folge des Föhns, da in 24.4% aller Fälle keine Niederschläge nach Föhn eintraten. Am häufigsten bleiben dieselben im Januar und in den Wintermonaten aus, im Juli gab es in den letzten 25 Jahren keinen Fall, wo es nach Föhn nicht geregnet hätte.

Der Föhn tritt in Innsbruck sowohl als SW, als S, wie auch als SO auf. Er weht immer mit kürzern oder längern Unterbrechungen und stossweise, »herrisch«. Seine Stärke ist sehr verschieden; er tritt ebensowohl als starker Sturm, wie als schwacher Wind auf.

In einer zweiten Abhandlung untersucht Prof. Pernter die Luftdruckverteilung bei Föhn. Der im wesentlichen unzweifelhaft richtigen Auffassung Hann's folgend, stellte er sich zur Aufgabe, für alle Tage, an welchen in Innsbruck Föhn auftrat, die Luftdruckverteilung über Europa festzustellen, wozu er sich der Hoffmeyer'schen synoptischen Karten und der täglichen Wetterkarten der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie in Wien bediente. Nach Lage des Hauptminimums und der sekundären Depressionen des Luftdruckes liessen sich neun Hauptgruppen unterscheiden, bei welchen Föhn in Innsbruck auftritt. Föhn kann dort auftreten, wenn das Hauptminimum von Innsbruck aus in dem Bogen der Windrose liegt, welche von SW über W bis NNO liegt. Die Umkehrung dieses Satzes ist aber nicht gestattet, da es häufig, sogar sehr häufig, vorkommt, dass, wenn in diesen Gebieten Zyklonen auftreten, kein Föhn herrscht. Anderseits ist es gar nicht notwendig, dass eine eigentliche Zyklone überhaupt vorhanden sei, es genügt, dass in der Nähe von Innsbruck ein sekundäres Gebilde sich befinde, um den Föhn zu erzeugen. Dabei braucht diese Sekundäre nicht gerade ein geschlossenes Gebiet zu sein, die bekannten sekundären Ausbuchtungen der Isobaren reichen vollkommen hin. Aus diesen Ergebnissen kam Pernter zur Einteilung der Föhnlagen in neun Hauptgruppen, welche er mit den Ziffern 1 bis 9 bezeichnet, so dass 1 bedeutet: Hauptminimum in NNO; 2 = Hauptminimum in N; 3 = Hauptminimum in NNW u. s. w.; 8 = Hauptminimum in SW; 9 = kein Hauptminimum, aber ein Sekundäres am Nordrande der Alpen.

Sekundäre Ausbuchtungen der Isobaren an der Nordseite der Alpen sind fast die Regel für Föhnlagen (70% in Innsbruck, 65% in Bludenz), daneben kommen Fälle vor, in denen ein direktes, deutlich ausgesprochenes Gefälle des Luftdruckes vom Alpenkamme zum Minimum stattfindet, endlich aber findet sich auch eine Druckverteilung, bei welcher vom Alpenkamme her weit hinaus in die Alpenvorlande kein irgend nennenswertes Gefälle zu erkennen ist, trotzdem in weiter Ferne ein gut ausgebildetes Minimum existiert. Diese Fälle verdienen die grösste Beachtung, denn wir suchen ja die föhnerzeugende Kraft in einem Minimum, das die Luft aus den nördlichen Alpenthälern gegen sich ansaugt. Wie aber das ganze Gebiet vom Alpenkamme bis weit in die nördlichen, nordwestlichen und westlichen Alpenvorlande hinaus sozusagen gradientlos ist, so wird die Luft der Alpenthäler in Ruhe bleiben, und ein Föhn ist dann ausgeschlossen. Und dennoch tritt Föhn gar nicht selten bei solchen Lagen auf, ja diese sind sehr viel häufiger als die Lagen, in welchen ein Gefälle vom Alpenkamme zum Minimum hin statt-

findet. Der unverständlichste Punkt hierin liegt, wie Prof. Pernter hervorhebt, in der Thatsache, dass der Föhn auch auftritt bei Druckverteilungen, welche weder ein Hauptminimum, noch eine sekundäre Depression, noch einen merklichen Gradienten erkennen lassen, bei denen also Windströmungen ganz ausgeschlossen sind. Diese Thatsache des scheinbar unmotivierten Auftretens des Föhns ist an und für sich dem Meteorologen nicht überraschend, sie bildet ein Gegenstück zu dem Auftreten ausgedehnter Regenfälle und Gewitter, die auch häufig auftreten, ohne dass die allgemeine Luftdruckverteilung eine Depression erkennen lässt. Der Grund ist der, dass eben diese Tageskarten nur die grossen, allgemeinen Züge der Druckverteilung zum Ausdrucke bringen, weil die Beobachtungsstationen zu weit auseinander liegen, um auch kleine Depressionen anzuzeigen. Das ist auch durchaus der Schluss, zu welchem Prof. Pernter kommt. Er geht noch weiter. In manchen Lagen, sagt er, in welchen doch der direkte Gradient von der Zyklone her den Föhn erzeugen könnte, finden sich mannigfache leichte Biegungen der dem Alpenkamme zunächst liegenden Isobare. Diese Andeutungen von Sekundären lassen vermuten, dass es in gar keinem Falle von Föhn ohne Bildung von sekundären Depressionen abgehe.

Er sucht dies aus der Windstärke des Föhne und mit theoretischen Betrachtungen zu beweisen und macht sehr wahrscheinlich, dass es keinen Föhn ohne eine sekundäre Depression in der nächsten Nähe der Föhnstation giebt. Diesem Ergebnisse ist Ref. sehr geneigt zuzustimmen auf grund seiner vieljährigen Erfahrungen über die Wettergestaltung im Gefolge grosser atlantischer Depressionen. Die alte Ansicht, dass diese grossen Depressionen, welche auf den synoptischen Wetterkarten gewöhnlich den ganzen westlichen oder nordwestlichen Teil einnehmen, unmittelbar Regen für das westliche Deutschland verursachen, ist völlig irrig, solcher tritt vielmehr nur im Gefolge kleiner sekundärer Depressionen ein, die sich im Süden und Südosten des Hauptminimums bilden und ihre eigenen Wege wandeln. Im Sommer bringen dieselben auch die Gewitter, und nicht minder sind unsere Wintergewitter an solche kleine Depressionen gebunden, die oft so geringe Ausdehnung besitzen, dass in einer halben Stunde Vorder- und Rückseite über den Beobachtungsort wegzieht.

Diese kleinen Depressionen, welche auf den Tageskarten der Luftdruckverteilung meist gar nicht zum Ausdrucke kommen, bilden sich recht häufig, aber keineswegs immer südlich von einer ausgedehnten atlantischen Depression. Bleibt diese Bildung einmal aus, so bringt die grosse Depression auch keinen Regen (für Westdeutschland), sondern statt dessen sogar vielfach heitern Himmel. Das ist dann ein Fall des Fehlschlagens der Tagesprognose. Man kann sich aber vor solchen Fehlschlägen ziemlich sicher durch aufmerksame Beobachtung des Zuges der Cirruswolken schützen, und die Beobachtung dieser letztern im Zusammenhange mit dem Auf-

treten des Föhns dürfte sich deshalb auch empfehlen. Was eben über das Nichteintreten von Regen, trotz des Vorhandenseins einer grossen atlantischen Depression im W, gesagt wurde, findet ein charakteristisches Gegenstück in folgenden Ausführungen von Prof. Pernter: »Hier muss ich noch eine Bemerkung anknüpfen, welche ich bei der häufigen Durchsicht der Wetterkarten von 1881 bis 1894 machte, und die ebenfalls geeignet ist, die Bildung sekundärer Minima als eine notwendige Bedingung des Föhns erscheinen zu lassen. Wiederholt fragt man sich beim Anblicke einer Karte für einen Tag von Morgenföhn in Bludenz, warum bei dieser Lage nicht auch gleichzeitig in Innsbruck Föhn weht; das Gleiche begegnet einem auch bei Föhn in Innsbruck, wo er in Bludenz fehlt. Das Erstaunlichste ist aber, dass bei ausgesprochenen Föhnlagen wiederholt weder in Innsbruck, noch in Bludenz Föhn auftritt. Ich habe viele Tabellen ausgezogen, Reihenfolgen von Karten herausgezeichnet und die Veränderung der allgemeinen Luftdruckverteilung von Tag zu Tag verfolgt, den gleichzeitigen Gang des Luftdruckes in Innsbruck und Bludenz in langen Tabellen für solche Tage verglichen — alles erfolglos, die ganze riesige Arbeit war umsonst gemacht, wenn man nicht folgende, bei dieser resultatlosen Arbeit immer lebhafter in mir hervorgetretene Vermutung als ein Resultat ansehen will: Mag die allgemeine Verteilung des Luftdruckes scheinbar dem Föhn sehr günstig sein oder aber keine Andeutung der Möglichkeit eines Föhns aufweisen, Föhn tritt nur dann und dann sicher auf, wenn die Bedingungen zur Bildung einer sekundären Depression in den Föhnthälern und Alpenvorlanden gegeben sind, und diese Bildung auch wirklich zu stande kommt.«

Die Resultate seiner ganzen Untersuchung fasst Prof. Pernter kurz zusammen wie folgt: »1. Föhn tritt bei den verschiedensten Luftdruckverteilungen auf und beschränkt sich durchaus nicht darauf, als Folgeerscheinung von im W bis NW bis NNW auftretenden Zyklonen, die ihre Wellen bis an den Wall des Zentralalpenstockes werfen, sich einzustellen. Selbst bei ganz flachen Minimis in WSW und SW, bei denen ein Einfluss auf die Nordseite der Alpen sowohl wegen der Lage, als wegen der Flachheit des Gefälles kaum zu erwarten wäre, kommt starker Föhn vor, ja sogar bei Luftdruckverteilungen, wo ein gleichmässig gradientloses Gebiet von den Alpen bis zur Nordsee und dem Atlantischen Ozeane sich ausdehnt, wird wiederholt kräftiger Föhn beobachtet.

Dieses erste Resultat der Untersuchung ist ein positiv sichergestelltes.

2. Die Ursache des Föhns scheint unmittelbar immer eine sekundäre Depression zu sein, welche sich in den Vorlanden der Alpen und den Föhnthälern bildet. Dieses zweite Resultat ist höchstwahrscheinlich; um es zur Gewissheit zu erheben, bedarf es noch weiterer, auf grösserem Materiale fussender Untersuchungen

über die Luftdruckverteilung in den Alpen und Vorlanden derselben bei Föhn nach dem Vorgange von Billwiller.

3. Der Grund, warum bei Luftdruckverteilungen, die ganz jenen gleich sind, bei welchen andere Male Föhn ging, kein Föhn auftritt, könnte mutmasslicher Weise darin liegen, dass Föhn erst sich einstellen kann, wenn die Möglichkeit der Bildung einer sekundären Depression vorliegt, und diese sich auch bildet, in den erwähnten Fällen es zu dieser Bildung aber nicht kam.«

Der Iltis-Taifun vom 22. bis 25. Juli 1896. In Ostasien unterscheidet man zwei Arten von Depressionen: Winterstürme und Taifune. Die Winterstürme wehen, wie der Name sagt, vorzugsweise in den kalten Monaten, einige wenige von ihnen treten noch im Herbste und Frühlinge auf. Sie kommen vom asiatischen Kontinent her und wehen, in den verschiedenen Breiten vorherrschend, von W nach O. Einige dieser Stürme pflanzen sich südöstlich, andere in nordöstlicher Richtung fort, viele von ihnen gehen über Japan hin, um im Stillen Ozean zu enden. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit beträgt gewöhnlich 30 engl. Meilen oder 48 *km* in der Stunde, eine Geschwindigkeit, welche auch unsere Minima nahezu im Mittel haben (27 *km* in der Stunde = 7.4 *m* in der Sekunde). Zuweilen steigt die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der ostasiatischen Sturmdepression auf 80 engl. Meilen = 129 *km* in der Stunde. Die Taifune haben eine sehr wechselnde Fortpflanzungsgeschwindigkeit, sie schwankt zwischen 8.5 *km* und 50 *km* und beträgt im Mittel nur 18 *km* in der Stunde. Diese Wirbelstürme sind ozeanischen Ursprunges, sie entstehen vielfach östlich und nordöstlich der Philippinen und pflanzen sich zuerst von SO nach NW fort, biegen aber, nachdem sie sich den Küsten Chinas mehr oder weniger genähert haben, oder nachdem sie eine kurze Strecke über das Festland hingezogen sind, nach N und NO um. So erreichen sie den zweiten Ast ihrer parabolischen Bahn, der aber häufig kaum ausgebildet wird. Nördlich des 30. Breitegrades wird der Scheitelpunkt der Parabel sehr selten beobachtet, und äusserst selten erreicht der nördliche Teil der Taifunbahn das Schantung-Vorgebirge.

Die Schantung-Halbinsel mit ihrem NO- und SO-Vorgebirge trennt von dem Gelben Meere den Golf von Petschili ab, sie kann als eine Lawine gegen die Taifune angesehen werden, so dass das Gelbe Meer gewöhnlich den äussersten Punkt in dem Nordostvorschreiten dieser Stürme bildet. Es mag noch bemerkt werden, dass die Küste in der Nähe von Shanghai und auch die Gegenden nördlich des 30. Breitengrades während der Monate vor Juli und nach August nur von dem ersten Aste der parabolischen Taifunbahn getroffen werden. Am Morgen des 18. Juli 1896 erfolgte die erste Sturmwarnung von Manila aus, von dort wurde nach Shanghai telegraphiert, dass eine Depression im NO von Luzon läge, nachmittags ging eine Depesche ähnlichen Inhaltes von Hongkong in

Shanghai ein. Am 20. Juli wurde durch die Wetterkarte in Shanghai auf die Depression aufmerksam gemacht: Eine Depression von elliptischer Form, welche ihre grosse Axe von SW nach NO gerichtet hat, und deren Zentrum im SO der Liukiu-Inseln liegt, dehnt sich zwischen dem SW von Japan und dem NO der Philippinen aus. Dieses grosse Gebiet bildet eine Art von atmosphärischem Thale, das im NO und SW von Hochdruckgebieten des östlichen Japans, der südlichen Chinasee und Annams umschlossen wird. Mit dieser Depression vereinigte sich bereits am 19. ein vom O von Formosa kommendes Minimum. Schon am 21. Juli wehte im SW von Japan in Nafa auf den Liukiu-Inseln ein Wind von der Stärke von 14.4 *m* pro Sekunde, diese Stärke entspricht der Stärke 8 der 12teiligen Skala; es stellte sich heraus, dass die Zyklone sich nach NW fortpflanzte. Bei ständig fallendem Barometer steigerte sich die Stärke des N-Windes in Nafa bis zum Abende 10^h bis zu 22 *m* pro Sekunde, so dass es als festgestellt gelten durfte, dass das im SO gelegene Sturmzentrum in gerader Linie auf die Station vorrückte. Das Barometer zeigte um 10^h nachmittags einen Stand von 733 *mm*, es war stündlich um 0.8 *mm* gefallen. Um 11^h nachmittags erreichte der Wind seine grösste Stärke, 23.3 *m* pro Sekunde, er fing an, nach W abzubiegen, war um 2^h nachmittags NW und um 3^h nachmittags am 22. Juli WNW. Um diese Zeit war der Barometerstand der tiefste, 725 *mm*, das Minimum zog im ONO in einer Entfernung von ungefähr 40 *km* vorüber und pflanzte sich mit einer Geschwindigkeit von 21 *km* in der Stunde nach NW fort. Während des Vorrückens auf die chinesische Küste, die in den Tschusan-Inseln unter 30° nördl. Br. um 6^h vormittags am 23. Juli erreicht wurde, vertiefte sich das Minimum bis auf 710 *mm*. Die Stärke des Sturmes wuchs derart an, dass Windstärken von 10 der 12teiligen Skala auf der linken Seite des Zentrums in einer Entfernung von 240 *km*, auf der rechten Seite in einer Entfernung von 195 *km* beobachtet wurden. Der Weg des Sturmzentrums ging jetzt parallel der Küste in fast nördlicher Richtung auf die Schantung-Halbinsel zu. Nach dem Überschreiten dieser Halbinsel flachte sich die Depression um ein beträchtliches ab, sie zeigte in der Mitte des Meerbusens von Petschili am 24. Juli um 3^h vormittags nur noch eine Tiefe von 738 *mm*. Von dort lässt sich die Sturmbahn noch bis etwa nördlich des Meerbusens verfolgen. Sehr wahrscheinlich ist es, dass sie bald nach O abgebogen ist, und dass das am 25. Juli 3^h nachmittags südlich Wladiwostock beobachtete Minimum identisch mit ihr ist. Die ganze Wegstrecke von den Liukiu-Inseln über den Tschusan-Archipel hat eine Länge von 464 Seemeilen = 860 *km*, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Sturmes betrug daher 18 Seemeilen = 33 *km* pro Stunde. Von den Tschusan-Inseln bis in den Golf von Petschili ist die Entfernung 433 Seemeilen = 800 *km*, die Sturmbahn pflanzte sich also auf dieser Strecke mit einer Geschwindigkeit von 15 Seemeilen = 28 *km* in der Stunde fort.

Die Windrichtungen entsprachen im allgemeinen dem barischen Windgesetz; die Winde bewegten sich um den Ort niedrigsten Luftdruckes in Spiralen, welche entgegengesetzt der Bewegung des Uhrzeigers gekrümmt waren, in der Front des Taifuns mussten also nördliche und östliche Winde wehen. Unter gewöhnlichen Verhältnissen trifft man in der Chinasee, der Verteilung des Luftdruckes entsprechend, im Juli südöstliche bis südwestliche Winde, und zwar ist die Luftbewegung in der Koreastrasse westlich, im Gelben Meere südlich, östlich von Formosa südwestlich, nahe der chinesischen Küste laufen die Winde mit den Küsten parallel. Es folgt daraus, dass ein Wind aus einer andern Richtung ein Ausnahmezustand ist, der in den meisten Fällen von einer Taifunbahn veranlasst wird. Das erste untrügliche Zeichen für das Herannahen eines Taifuns ist die Dünung. Bei dem Iltis-Taifun wurde von einem Schiffe, das sich im Gelben Meere 510 Seemeilen (1 Seemeile = 1.85 *km*) befand, eine leichte südöstliche Dünung beobachtet. Ein anderes Schiff, das gerade an den Tschusan-Inseln war, als die Sturmbahn noch nicht lange die Liukiu-Inseln passiert hatte, bemerkte in dieser weiten Entfernung von 350 Seemeilen eine immer mehr sich verstärkende östliche Dünung; ja sogar auf eine Entfernung von 600 Seemeilen hat ein französisches Schiff die von dem Taifunzentrum ausgehende Dünung wahrnehmen können. Diese Dünung wird in der Front des Sturmfeldes stets bis auf weite Entfernungen (bis zu 600 Seemeilen) vom Zentrum wahrgenommen. Ein zweites Zeichen für den herannahenden Taifun ist die Windrichtung.

Die Warnung, welche der Seemann durch die Windrichtung erhält, wird ihm bedeutend später zu teil als die durch die Dünung gegebene. Wir wiederholen hier, dass diese Richtung die nördliche und östliche ist. Im Falle des Iltis-Taifuns wurde die Warnung durch den Wind durchschnittlich auf eine Entfernung von 276 Seemeilen gegeben. Das dritte Zeichen ist der Stand und die Veränderung des Luftdruckes; aber auch diese Warnung kommt für der Seemann später als wie die von der Dünung gegebene. Sie kam bei dem Iltis-Taifun 20 bis 25 Stunden vor dem Herannahen des Zentrums in den südlich des 35. Grades gelegenen Teilen der Chinasee und 13 Stunden vorher im Golfe von Petschili. Selbstverständlich zeigt sich diese Warnung, wie schon früher gesagt wurde, durch ein ständiges Fallen des Barometers. Der Regenfall begann bei dem Iltis-Taifun nördlich des 36. Grades in einer Distanz von 185 Seemeilen in der Front des Zentrums, in den südlicher gelegenen Gegenden setzte der Regen schon in einer Entfernung von 385 Meilen vom Zentrum ein. Ein dichter Nebel von langer Dauer wurde besonders in den nördlichen Teilen der Taifunbahn wahrgenommen, besonders wurde diese Beobachtung an der Schantung-Halbinsel und weiter nördlich gemacht. Keinerlei Gewittererscheinungen, die sonst die Taifune zu begleiten pflegen, traten während des Taifuns vom 22.—25. Juli auf.

Das Kanonenboot »Iltis« verliess am 23. Juli um 5^h vormittags Tschifu mit einem O-Winde von der Stärke 2, das Barometer zeigte den gewöhnlichen Stand, ein leichter Regen fiel. Unter Dampf und mit Segeln wurde Wei-hai-wei um Mittag erreicht, um 4^h 30^m meldete der Leuchtturmwärter des NO-Vorgebirges von Schantung das Schiff. Der Wind hatte beständig an Stärke zugenommen und blies aus SO mit der Stärke 7, so dass die Sturmsegel zu setzen waren. Von dort ging das Schiff in Sicht und parallel der Küste weiter. Um 10^h vormittags — bis dahin hatte das Schiff einen Fortgang von sieben Meilen in der Stunde gehabt — wurde die Geschwindigkeit gemässigt, und später lief das Kanonenboot auf die Felsen neun Meilen nördlich des Leuchtturmes des SO-Vorgebirges von Schantung. Die Dunkelheit war ausserordentlich, dazu ein ständiger Schlagregen, hohe See und starker Sturm; durch den Taifun bedingt, muss sich eine ausserordentliche Strömung, welche auf das Land zu setzte, ausgebildet haben [1]).

Die Zugstrassen der Taifune. W. Doberck hat [2]) auf Grundlage der festgestellten Bahnen von 244 Taifunen, die während der letzten 13 Jahre auf dem Meere zwischen Hinterindien und Japan auftraten, mittlere Zugstrassen derselben abgeleitet. Jene Taifune hatten folgende Verteilung auf die einzelnen Monate: Januar 1, Februar 0, März 1, April 4 (2 %), Mai 10 (4 %), Juni 24 (10 %), Juli 45 (19 %), August 43 (18 %), September 57 (23 %), Oktober 31 (13 %), November 22 (9 %), Dezember 6 (2 %).

Schon 1884 hatte Doberck die Verteilung der Taifune in vier Klassen vorgeschlagen, gegenwärtig giebt er folgende (vielleicht zu sehr detaillierte) Einteilung derselben:

I. Klasse.

I a α haben ihren Ursprung im Chinesischen Meere (gewöhnlich ungefähr in 18° N bis 20° N und 113° O bis 116° O) nördlich vom 15° N, und gehen ins Land hinein oder nähern sich wenigstens dem Lande im W von Hongkong. 10 % von allen Taifunen gehören zu dieser Klasse. Sie kommen von Mitte Juni bis Ende September vor.

I a β haben ihren Ursprung im Stillen Ozean und gehen ins Land hinein oder nähern sich dem Lande im W von Hongkong. 12 % von allen Teifunen gehören zu dieser Klasse. Sie kommen von Anfang Juli bis Mitte Oktober vor.

I b haben ihren Ursprung im Stillen Ozean und gehen ins Chinesische Meer hinein nördlich von 15° N, bewegen sich in südwestlicher Richtung und verschwinden auf der See.

Nur ein oder zwei Fälle sind jemals untersucht worden. Sie lagen spät im Jahre.

I c haben ihren Ursprung im Chinesischen Meere und bewegen sich gegen N (oder richtiger gegen W, N oder ONO), beschreiben aber Bahnen von sehr verschiedener Form. Bisweilen kehren sie um, nachdem sie ins Land eingetreten sind. Sie kommen vom Juni bis Ende September vor aber gewöhnlich im Anfange der Teifunsaison. (4 %.)

---

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 186.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 101.

I d haben ihren Ursprung im Chinesischen Meere, kehren da um, bewegen sich gegen den Stillen Ozean, in welchen sie bisweilen hineinkommen, indem sie die Südspitze von Formosa sehr nahe passieren. Sie kommen vom Mai bis September vor. (2 %.)

Teifune von Klasse I a und I c (26 %) werden oft in Hongkong gefühlt.

II. Klasse.

II a haben ihren Ursprung im Stillen Ozean, von woher sie ins Chinesische Meer nördlich von 15° N und O von Hongkong hineintreten. Entweder bewegen sie sich dann (II a_2) nach W oder (II a_2) nach N. Sie kommen im Juli, August und September vor. (2%.)

II b haben ihren Ursprung im Stillen Ozean und gehen in den Formosakanal hinein. Sie kommen vom Juni bis September vor. (7%.)

II c haben ihren Ursprung im Stillen Ozean und gehen N von Formosa nach China hinein. Sie kommen von Juni bis September vor, sind aber entschieden am gewöhnlichsten im Juli. (3%.)

II d haben ihren Ursprung in hoher Breite im Stillen Ozean im Juli und August, und nach W sich bewegend, gehen sie nach China hinein. (4%.)

Mit Ausnahme von II a_2, welche bisweilen schwere SW-Stürme in Hongkong verursachen, sind Teifune II. Klasse in Hongkong nicht zu befürchten.

III. Klasse.

Diese Teifune haben ihren Ursprung und verweilen lange im Stillen Ozean.

III a treten im nördlichen Luzon hinein, kehren aber, ehe das Zentrum ins Chinesische Meer hineintritt, um. Sie kommen im Oktober und November vor. (1.5%).

III b treten in Formosa ein, kehren aber um, ehe das Zentrum im Kanale ist. Sie kommen im Oktober vor. (1%.)

III c bewegen sich in nördlicher Richtung nach Korea hinein im Juli, August und September. (4%.)

III d kehren im Stillen Ozean um und gehen nach Japan hinein zwischen Juni und Oktober. Im August und September sind sie am gewöhnlichsten. (15%.)

III e verweilen im Stillen Ozean zwischen Mai und Dezember. Ihre Breite nimmt im ganzen mit der Mittagshöhe der Sonne ab. 10% von allen Teifunen, die beobachtet wurden, gehören dieser Klasse an, da aber viele nicht von Schiffen begegnet werden, ist es vielleicht sicherer, ihre Anzahl als 12.5% anzuschlagen.

IV. Klasse.

IV a α haben ihren Ursprung im Chinesischen Meere südlich von 15° N und bewegen sich gegen Hainan oder Annam. Im November haben sie oft ihren Ursprung in ungefähr 11° N, 116 O. Sie kommen vom Mai bis Dezember vor, sind aber im August äusserst selten. (8.5%).

IV b β haben ihren Ursprung im Stillen Ozean und kommen ins Chinesische Meer südlich von 15° N hinein. Sie sind seltener als die, welche im Chinesischen Meere entstehen, da die lange Reise über die südlichen Philippinen sie störend beeinflusst. Sie kommen Anfang und Ende der Saison vor. (3%.)

IV b kommen ins Chinesische Meer vom Stillen Ozean in kleiner nördlicher Breite und verschwinden zur See, nachdem sie sich gegen SW bewegt haben. Sie kommen von Anfang September bis Anfang Dezember vor, sind aber am gewöhnlichsten im November. (4.5%.)

IV c kommen ins Chinesische Meer vom Stillen Ozean hinein, kehren um und gehen wieder in den Stillen Ozean hinein. Sie kommen Anfang und Ende der Saison vor, aber gewöhnlich im Mai. (4%.)

IV d kommen im Meerbusen von Siam im April und Dezember vor. (1%.)

Die Tafel V zeigt die Zugstrassen der Teifune und ihre tägliche Fortbewegung, welche aber sehr verschieden sein kann. Doch ist sie gewöhnlich in jedem Teifune mit der Zeit beschleunigt, und besonders beschleunigen sich die Teifune, wenn sie ihren Kurs ändern wegen Winden, die durch Kanäle wehen, wenn sie sich diesen genähert haben, nachdem sie früher von bergigem Lande beschützt gewesen sind. Alles dies ist leicht theoretisch zu erklären.

Es wird dem reisenden Publikum sowohl als den Schiffern nicht weniger als den Meteorologen nützlich sein, zu wissen, wo und zu welcher Jahreszeit Teifune zu befürchten sind. Sie wehen am stärksten, während das Zentrum in niedriger Breite verweilt, rechts vom Zentrum, und wenn sie weit vom Lande sind, denn wenn das Zentrum im Lande eingetreten ist, hören sie bald auf zu existieren.

19. Elektrische Erscheinungen.

Eine Zusammenstellung der Ergebnisse neuerer Arbeiten über die atmosphärische Elektrizität gaben J. Elster und H. Geitel[1]). Es findet sich, dass von einer befriedigenden Theorie der atmosphärischen Elektrizität nicht die Rede sein kann, solange die Fundamentalfrage, ob die Luft freie positive oder negative Elektrizität oder auch beide in getrennten Schichten enthält, nicht eine von jedem Zweifel freie Beantwortung gefunden hat. »Es ist fraglich, ob fortgesetzte Beobachtungen an der Erdoberfläche jemals eine zuverlässige Entscheidung gewähren werden. Man könnte wohl den Versuch machen, durch gleichzeitige Messungen des Potentialgefälles im Tieflande und über einer flachen Bergkuppe das Verhältnis der elektrischen Dichtigkeit am Erdboden an diesen Orten empirisch festzustellen und durch Vergleichung dieser Zahl mit der theoretisch aus der Gestalt des Berges berechneten auf das Vorhandensein elektrischer Massen in der Luft zu schliessen, doch würde die Rechnung auch unter den einfachsten Voraussetzungen ausserordentliche Schwierigkeiten bieten. Die besten und verhältnismässig am leichtesten erreichbaren Resultate versprechen, wie die Verf. begründen, trotz der erhobenen Bedenken die Beobachtungen vom Ballon aus; es ist zu hoffen, dass sie bald jeden Zweifel beseitigen helfen.«

Was die Ursache der Gewitterelektrizität anbelangt, so ist auch in dieser Beziehung zur Zeit noch nichts Gewisses bekannt. »Alle Schwierigkeiten wären gehoben, wenn sich in den Gewitterwolken eine direkte Umformung mechanischer Energie in elektrische nachweisen liesse. Indessen sind experimentelle Belege, die für diese Auffassung sprächen, noch nicht beigebracht. Es mögen deshalb einige Andeutungen in betreff der Vorstellungen genügen, die man sich von der Art dieser mechanischen Elektrizitätserregung gebildet

---

[1]) Wissenschaftl. Beilage zum Jahresberichte des Herzogl. Gymnasiums zu Wolfenbüttel 1897. Daraus abgedruckt in Naturwissenschaftliche Rundschau 1897. Nr. 28, 29, 30 u. 31.

hat. So hat Pellat die Ansicht vertreten, dass eine Wolke im elektrischen Felde der Erde an ihrer untern Fläche positive, an der obern negative Elektrizität durch Influenz annehmen müsse. Eine Zerteilung der Wolke mit nachfolgender Ortsvertauschung der Teile würde zu Potentialdifferenzen zwischen diesen führen. Hierbei ist indessen übersehen, dass die angenommene Elektrizitätsverteilung nur auf einem Leiter eintreten kann, und dass die aus getrennten Tröpfchen bestehenden Wolken eine freie Elektrizitätsbewegung überhaupt nicht gestatten. Dagegen halten wir es für wahrscheinlich, dass bei Anwesenheit einer elektrischen Anfangsladung innerhalb oder in der Nähe einer Wolke die hierdurch bewirkte elektrische Polarisation der Niederschlagspartikel zu einer Verstärkung der Anfangsentladung durch Selbstinfluenz führen kann, wenn während des Falles der Niederschläge die grössern mit den kleinern vorübergehend in Berührung kommen.«

Ob die Wolkenbildung allein, auch ohne den Fall von Niederschlägen, das Potentialgefälle beeinflusst, darüber lässt sich noch wenig sicheres sagen. »Hochgehende Wolken, wie die Cirrus, scheinen kaum eine Wirkung auszuüben, aber auch bei halbheiterem, zum Teil durch Cumulus- und Stratuswolken bedecktem Himmel ist der Gang der Luftelektrizität oft von dem bei Abwesenheit jeder Bewölkung beobachteten nicht verschieden. Bodennebel bei einer Temperatur, die in der Nähe des Gefrierpunktes oder tiefer liegt, erhöhen dagegen das Potentialgefälle gewöhnlich ganz beträchtlich. Baschin fand bei einer Ballonfahrt über einer geschlossenen Wolkendecke in 3700 *m* Höhe ein deutlich messbares positives Potentialgefälle, bei weitem stärker als über wolkenfreier Luft.

Wenn auch eine einwandfreie, vollständige Zurückführung der elektrischen Erscheinungen, die den Fall der Niederschläge begleiten, auf experimentell bekannte Thatsachen noch nicht gegeben werden kann, so ist doch die Annahme, dass die Bildung der Niederschläge in irgend einer Weise elektromotorisch wirkt, so gut wie gesichert. Daher ist auch wohl ein Zusammenhang der Gewitterhäufigkeit mit kosmischen Erscheinungen, wie der Zahl der Sonnenflecke oder der Dauer der Sonnenrotation, nicht als eine unmittelbare elektrische Wirkung ausserirdischer Kräfte zu deuten, sondern nur als ein indirekter Einfluss — etwa vermittelt durch die Wärmestrahlung — auf die Häufigkeit und Menge der Niederschläge.«

Die Beobachtungen über atmosphärische Elektrizität am Observatorium zu Kew, welche dort seit 1861 angestellt worden, sind von C. Chree einer neuen Diskussion unterworfen worden [1]). Die Beobachtungen wurden bei jeder Witterung, sowohl vormittags als nachmittags, und in verschiedenen Jahreszeiten angestellt, und

[1]) Proceedings of the Royal Society. **60.** p. 69. Naturwissenschaftliche Rundschau 1897, Nr. 2, wonach oben der Text.

zwar Serie I. November und Dezember 1894, II. März bis April 1895, III. Juni bis Juli 1995 und IV. Oktober bis November 1895. Mit den Messungen der Luftelektrizität gingen stets einher Messungen der absoluten und relativen Feuchtigkeit, des Sonnenscheines, der Temperatur, des Luftdruckes und der Windgeschwindigkeit. Eine Zusammenstellung der gefundenen Luftelektrizitäten mit den einzelnen meteorologischen Elementen führte zu folgenden Ergebnissen: Die Vormittagsbeobachtungen der IV. Reihe, sowie die Vor- und Nachmittagsbeobachtungen der II. Reihe zeigen, entsprechend der Exner'schen Theorie, entschieden höhere Potentiale bei niedrigern Dampfspannungen; hingegen führen die Vormittagsbeobachtungen der I. Reihe zu genau dem entgegengesetzten Resultate. Ebenso ergiebt eine grössere Zahl von Einzelbeobachtungen ganz diametral entgegengesetzte Schlüsse. »Diesen Resultaten gegenüber scheint es schwierig, an irgend einen innigen und gleichmässigen Zusammenhang zwischen Potentialgefälle und Dampfspannung zu glauben.« Ähnliches ergeben die Beobachtungen der relativen Luftfeuchtigkeit.

Zwischen Sonnenschein und Potential scheint ein Zusammenhang zu existieren, indem unter den acht Fällen (vier Vormittags- und vier Nachmittagsreihen) sechs ein niedrigeres Potential bei längerem, vorhergegangenem Sonnenscheine zeigen, was im allgemeinen mit der Theorie von Elster und Geitel (der entladenden Wirkung der Sonnenstrahlen) übereinstimmen würde. Wenn man aber die numerischen Einzelheiten der Beobachtungen prüft, so findet man sie einem so innigen Zusammenhange zwischen Sonnenschein und Potential, wie die von ihnen aufgestellte Formel verlangt, nicht günstig.

Die Vormittagsbeobachtungen der IV. Reihe und die Vor- und Nachmittagsbeobachtungen der II. Reihe zeigen, dass hohe Potentiale mit niedriger Temperatur zusammenfallen, und nur ein Fall, der am wenigsten zuverlässige unter den acht, ergiebt höhere Potentiale bei höherer Temperatur. Im ganzen sprechen die Beobachtungen zu gunsten eines Zusammenhanges hoher Potentiale mit niedriger Temperatur, und zwar fast ebenso sehr, wie zu gunsten eines Zusammenhanges hoher Potentiale mit wenig vorangegangenem Sonnenscheine.

Höhere Potentiale sind mit höherem Luftdrucke verknüpft in den Vormittagsbeobachtungen aller vier Reihen; in den Nachmittagsbeobachtungen jedoch ist ein solcher Zusammenhang offenbar nicht vorhanden. Überraschend ähnlich verhält sich die Windgeschwindigkeit. Die Vormittagsbeobachtungen zeigen ein entschiedenes Zusammenfallen hohen Potentiales mit niedriger Windgeschwindigkeit, während in den Nachmittagsbeobachtungen kein Beleg für einen solchen Zusammenhang sich herausstellt.

Eine verhältnismässig geringe Zahl von Beobachtungen, wie die dem Verf. zur Verfügung stehende, vermag wohl die Mängel einer vorhandenen physikalischen Theorie aufzudecken, aber sie kann unzureichend sein, eine feste Meinung über die wahre Theorie zu

stützen. Dies gilt nach dem Schlussresumé des Verf. von seinen Beobachtungen. »Sie sind ausreichend, die Unvollkommenheit einer jeden Theorie zu zeigen, welche annimmt, das gleichzeitige Potentialwerte und irgend ein einzelnes meteorologisches Element so innig miteinander verknüpft sind, dass der Wert des einen in der Regel abgeleitet werden könne von dem des andern, ohne andere wichtige Einflüsse zu berücksichtigen. Anderseits sind sie nicht genug variiert, um den Schluss zu rechtfertigen, dass die oben angeführten Beziehungen zwischen niedrigem Potential und lange vorangegangenem Sonnenscheine, hoher Temperatur, geringem Luftdrucke, wie hoher Windgeschwindigkeit das normale Verhalten an jeder Station ausdrückt, ohne Rücksicht auf Stunde und Jahreszeit.« Vorläufig will Verf. diese Beziehungen, selbst für Kew, nur als zufällige betrachten, die aber für eine erschöpfendere Behandlung der Frage im Auge behalten werden müssen.

Gewitter- und Hagelbeobachtungen im Königreiche Sachsen. Das königl. sächs. meteorologische Institut in Chemnitz hat ein Netz von Beobachtungsstationen für Gewitter- und Hagelerscheinungen eingerichtet, wodurch regelmässige Aufzeichnungen über diese Phänomene gesichert sind. Die Ergebnisse der hierauf begründeten Untersuchungen, den Zeitraum 1886 — 1895 betreffend, hat unlängst C. H. Lindemann veröffentlicht[1]). Im Durchschnitte entfällt hiernach im Königreiche Sachsen auf die Wintermonate Dezember, Januar und Februar nur je ein Tag mit Gewittererscheinungen, im Frühjahre findet eine rasche Zunahme von vier Tagen im März bis zu 18 im Mai statt. Die meisten Gewittertage hat der Juli, nämlich durchschnittlich 22, worauf im Herbste eine plötzliche Abnahme von neun im September bis auf einen im November eintritt. Die Jahre 1886 und 1889 waren die gewitterreichsten, 1892 und 1893 die gewitterärmsten. Die Stunde der häufigsten Gewitterausbrüche ist 3—4^h nachmittags, in welcher 13% aller Gewitter eintraten, die geringste Gewitterzahl fällt auf Stunde 3—4^h nachts mit 1%. Von 100 Gewittern entfallen auf den Vormittag 19, auf den Nachmittag 81. Die zündenden Blitzschläge waren verhältnismässig am häufigsten 1887 und 1895, wo sie 30% sämtlicher Blitzschläge in Gebäude ausmachen, dagegen gingen sie 1889 auf 22%, 1894 auf 19% herab. Die Jahre mit grosser Gesamtmenge von Blitzschlägen haben relativ wenig zündende aufzuweisen. Die Regenmengen bei Gewittern sind gewöhnlich sehr gross und werden oft als Wolkenbrüche bezeichnet. Am 3. Juni 1889 fielen bei Reichenbach i. V. in 10—15^m etwa 70 *mm* Regen, also die Minute 5—7 *l* auf das Quadratmeter. Eine weitere Begleiterscheinung der Gewitter sind die Hagelfälle. Die Wintermonate sind fast ganz frei von solchen, der Mai hat durchschnittlich 26% aller Hagelfälle aufzuweisen, der

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 56.

Juni 15%, im Juli steigt die Anzahl wieder auf 26%, nimmt dann aber rasch ab. Gewitter- und Hagelhäufigkeit scheint nicht vollständig miteinander zu korrespondieren; am häufigsten sind die Gewitter im Mai und Juli mit Hagelfällen verbunden. Was die Verteilung der Hagelfälle auf die Tageszeiten anbelangt, so ist sie eine ähnliche wie bei den Gewittererscheinungen, indem die meisten Hagelschläge zwischen 3 und 4^h nachmittags, die wenigsten auf die Nachtstunden von 2—4^h fallen; indessen kommen nur 9% aller Fälle auf die Zeit von Mitternacht bis Mittag, dagegen 91% auf die Stunden von Mittag bis Mitternacht. Die grösste Zahl von Hagelmeldungen erreicht das Jahr 1890, die geringsten fallen in die Jahre 1893 und 1894.

Der Gewitterzug vom Lande nach der See. In der »Monthly Weather Review« des Washingtoner Wetter-Bureaus vom September 1896, p. 331, bespricht A. J. Henry die vorherrschende Zugrichtung der Gewitter in den Golfstaaten. Nach den Beobachtungen der Jahre 1892—1896 kommt diese an der grossen Mehrzahl der Stationen am häufigsten aus SW bis W, in Key West an der Südspitze von Florida aber aus O bis SO; an letzterem Orte also mit dem — hier zum OSO — Winde abgelenkten — Passat, an den übrigen aber mit der westlichen Strömung der gemässigten Breiten, obwohl die östlichen Winde in Spätsommer an der Ostküste nordwärts bis nach Karolina vorherrschend sind.

Anlass zu der Notiz hat aber besonders der bemerkenswerte Unterschied im vorherrschenden Gewitterzuge an der Ost- und der Westküste der Halbinsel Florida gegeben. Der Beobachter zu Tampa an der Westküste hatte in einer Zuschrift an das Bureau dessen Aufmerksamkeit darauf gelenkt, dass alle Gewitter des Sommers in Tampa aus SO kamen, während in Titusville an der Ostküste derselbe Beobachter sie stets aus SW, W oder NW aufziehen gesehen hatte. Die fünfjährigen Summen bestätigen diesen Unterschied und zeigen, dass sogar in dem südlicher als Tampa gelegenen Jupiter die Gewitter vorwiegend aus SW kommen; sie stellen sich folgendermassen, in %:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Ostküste } Titusville	1	0	2	3	7	53	10	24
» } Jupiter	7	5	5	10	10	37	14	12
Westküste, Tampa	4	8	21	17	11	16	16	7
Südspitze, Key West	3	11	35	19	15	10	7	1

»Wir finden,« bemerkt hierzu Prof. Köppen[1]), »über Florida also im kleinen Ähnliches, wie über Südafrika; die Gewitter kommen an beiden Küsten überwiegend aus dem Innern, gegen den Seewind, gezogen. Von den sogenannten Tornados an der Westküste Afrikas, die typische Gewitterböen sind, ist es genugsam bekannt, dass sie aus Ost und Nordost, gegen die vorherrschende schwache südwestliche Brise, heraufziehen und losbrechen. Auf

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 56.

seiner ersten Durchquerung Afrikas fand Wissmann, als er von Westen her in die Gegenden zwischen Kongo und Tanganyika gelangt war, dass von hier an die Gewitter nicht mehr aus dem östlichen, sondern überwiegend aus dem westlichen Quadranten zogen, während der Unterwind umgekehrt nur von der Ostseite des Horizontes zu kommen pflegte. Dieselbe Beobachtung ist schon damals und später auch von andern bestätigt worden.

Da die Gewitter mit der Luftströmung in gewissen mittlern Höhen der Atmosphäre fortschreiten, so bietet ihr Zug in überraschend typischer Weise das Bild des Abflusses der erhitzten Luft in der Höhe vom Kontinente nach den kühlern Meeren dar, während umgekehrt am Erdboden die Luft, besonders in Afrika, nach dem Wärmezentrum hinströmt. In Florida ist die Erscheinung, der Kleinheit der Halbinsel entsprechend, weniger entwickelt, und sie kombiniert sich hier mit dem Übergange vom Passat zu den veränderlichen Westwinden der gemässigten Zone. Dass sie dennoch auch hier nicht zu verkennen ist, verdankt sie vielleicht dem Umstande, dass Gewitter gerade unter Umständen auftreten, die für einen Wärmeüberschuss des Landes über das Meer besonders günstig sind.«

Zerstreuung von Hagelwolken durch Schiessen. Die k. k. meteorologische Zentralanstalt in Wien veröffentlichte einen ihr zugegangenen Bericht über Versuche, die von einem Besitzer ausgedehnter Weingärten an der südlichen Abdachung des Bachergebirges über die Wirkung von Böllerschüssen auf Hagel- und Gewitterwolken angestellt worden sind. Derselbe errichtete auf seine Kosten an sechs hochgelegenen Punkten in einer Ausdehnung von 2 *km* Schiessstationen. Jede derselben besteht aus einem hölzernen Gebäude, in welchem 10 Stück schwere Böller aufbewahrt werden, wozu die Munition in einer etwas abseits liegenden Pulverhütte befindet. Ein Korps von umwohnenden Winzern besorgt freiwillig bei herannahendem Gewitter das Abschiessen der Böller. Jede Hütte wird von sechs Mann bedient, so dass mit 60 Böllern, deren jeder eine Pulverladung von 120 *g* erhält, ununterbrochen geschossen wird. Die Wirkung dieses Schiessens ist im Verlaufe des Sommers 1896 von vielen Bewohnern der benachbarten Stadt Windisch-Feistriz beobachtet und festgestellt worden. »Drohend schwarz drängten die Wolkenmassen von den Höhen des Bachergebirges heran; auf einen Signalschuss begann gleichzeitig das Schiessen, und nach wenigen Minuten kam Stillstand in die Wolkenbewegung, dann öffnete sich wie ein Trichter die Wolkenwand, die Ränder des Trichters begannen zu kreisen, bildeten immer weitere Kreise, bis sich das ganze Wolkengebilde zerstreute, nicht nur kein Hagelschlag, auch kein Platzregen fiel nieder. Sechsmal im Laufe des Sommers 1896 fand das Ereignis statt, stets mit gleich gutem Erfolge; die Wirkungsweise erstreckte sich auf ungefähr eine Quadratmeile.« Die Wiener meteorologische Zentralanstalt veröffentlichte diesen merk-

würdigen Bericht ohne Kommentar, womit sie ausspricht, dass die behaupteten Erfahrungen wenigstens nicht dem Bereiche des Unmöglichen angehören und einer Prüfung an andern Orten würdig sind. Die Ansicht, dass Gewitter durch Schiessen vertrieben werden können, herrscht in manchen Gegenden der Alpen, ja, es sind wegen angeblicher Gewitterzusendungen durch Schiessen schon Streitigkeiten zwischen einzelnen Gemeinden entstanden. Im Jahre 1865 fasste eine nahe bei München gelegene Gemeinde den Beschluss, dass in ihrem Orte beim Herannahen von Gewittern Böller abgefeuert werden dürften, da die ihrer Flur zunächst gelegenen Ortschaften dasselbe Wetterschiessen vornahmen, wodurch diese verschont, die eigene Gemeinde aber von den Unwettern verheert werde. Diese Ansicht steht übrigens vollständig derjenigen entgegen, dass durch Kanonenschüsse Regen hervorgerufen werden könne, eine Meinung, die vor einigen Jahren in Nordamerika zu praktischen Versuchen führte, welche mit völligem Fiasko endigten. Der Gebrauch, Gewitterwolken durch Kanonendonner zu vertreiben, findet sich schon im Jahre 1680. Wie Arago berichtet, erzählte der Seefahrer Graf von Forbin in seinen Denkwürdigkeiten: »Während unseres Aufenthaltes an der Küste bei Kartagena in Südamerika bildeten sich täglich gegen 4^h nachmittags Gewitter, deren von furchtbaren Donnerschlägen begleiteten Blitze in der Stadt Verheerungen anrichteten. Graf d'Estrées aber hatte in dem Kanonendonner das Geheimnis gefunden, sie zu zerstreuen. Als die Spanier dies bemerkten und sahen, dass nach der zweiten und dritten Salve das Gewitter gänzlich zerstreut war, schienen sie über dieses Wunder, das sie sich nicht zu erklären wussten, betroffen und gaben Erstaunen und Schrecken darüber zu erkennen.« Ein ehemaliger Seeoffizier, der Marquis von Chevriers, war von der Thatsache, dass Kanonendonner auf dem Meere die Gewitter zerstreut, so fest überzeugt, dass er auf seinem Landgute in Mâconnais Gewitter und Hagel durch dieses Mittel bekämpfen liess und jährlich 2—3 Zentner Schiesspulver verbrauchte. Der Erfolg muss, nach Ansicht der dortigen Landleute, zufriedenstellend gewesen sein, denn nach dem Tode des Marquis setzte die Gemeinde das Wetterschiessen fort, und im Jahre 1806 war dasselbe in mehr als einem Dutzend Gemeinden Frankreichs üblich. Man benutzte ausnahmslos Böller, die meist auf Anhöhen untergebracht und abgefeuert wurden. Arago hielt die hier angeführten Erfahrungen mit Recht nicht für ausreichende Beweise, dass Kanonenschüsse Gewitter (und Hagelwolken) zerstreuen, und wies darauf hin, dass bisweilen gewaltige Kanonaden den Ausbruch von Gewittern durchaus nicht verhindert haben. Den von ihm beigebrachten Belegen könnte man aus neuerer Zeit noch die Schlacht von Solferino hinzufügen, während deren, trotz des furchtbaren Kanonendonners aus Hunderten Geschützen, nachmittags gegen $4^1/_2{}^h$ ein Gewitter ausbrach, das sogar auf dem ganzen Schlachtfelde zum Einstellen des Kampfes nötigte. Eine solche Thatsache muss immerhin als schwerwiegender Beweis gegen die behauptete Wirkung des Geschützdonners betrachtet werden.

Eine aerodynamische Theorie der Gewitter hat E. Engelenburg aufgestellt[1]). Nachdem er die sämtlichen bisher aufgestellten Hypothesen über die Ursache der Gewitterbildung kurz angeführt und deren Unzulänglichkeit nachgewiesen hat, bemerkt er sehr richtig: »Eine brauchbare Gewittererklärung muss eine ganze Reihe Erscheinungen auf eine und dieselbe Grundursache zurückführen. Dieselbe Ursache muss einen Komplex zum Teil ganz anderer, ja selbst entgegengesetzter Erscheinungen erklären.

Dabei drängt sich von selbst die Frage auf nach dem Ursprunge der enormen Energiemengen und der plötzlichen gewaltigen Umänderungen der Energie, wie sich diese in Kondensation, Sturmwind, Hagelbildung und Blitzen kundgiebt. Druckstufe und schnelles Sinken der Temperatur sind fast immer beständige Begleiter, welche die Erscheinung einleiten, und deshalb liegt es auf der Hand, die gewaltigen Energiemengen als eine andere Form der verschwundenen Wärme zu betrachten. Die beträchtliche Temperaturerniedrigung in der Atmosphäre ist also der Anfang aller physikalischen Prozesse, sie bildet zugleich das Glied der Kette, welches die physikalischen Wirkungen mit den aerodynamischen verbindet. Weil nun Druckzunahme und Abkühlung als Zwillingsschwestern immer Hand in Hand gehen, so glauben wir nicht zu irren, wenn wir als primäre Ursache der Abkühlung die schnelle Ausdehnung und die damit zusammenhängende Luftverdünnung im Zentrum der Temperaturerniedrigung betrachten, während Luftverdichtung ausserhalb vor sich geht. Dieser Vorgang ist am besten zu verstehen durch die Annahme eines horizontalen Luftwirbels, und in dieser Wirbelung ist sofort die Kraft aufgedeckt, welche den Hagel schwebend erhält und den Körnern ihre Gestalt und Struktur als Rotationskörper verleiht.«

»Es besteht,« fährt Engelenburg fort, »eine grosse Verschiedenheit in der Weise, wie Wirbel sich in der Atmosphäre bilden können, und deshalb eine ebenso grosse Verschiedenheit in den Arten der Gewitter. Der Hauptsache nach unterscheiden wir 1. Sturmgewitter, 2. Böen und 3. Wärmegewitter.

Die horizontalen Wirbel der Atmosphäre trennen wir in zwei Gruppen: 1. rechts- und linksdrehende Wirbel, je nachdem die rotierende Bewegung in gleicher oder entgegengesetzter Richtung mit der Bewegung der Uhrzeiger vor sich geht, wenn man sich so stellt, dass der Wind von der linken nach der rechten Hand weht. Die linksdrehenden Wirbel kommen am meisten vor, sie erklären die grösste Anzahl der Gewitter, und zwar alle jene, welche zur Gruppe der Böen und Wärmegewitter gehören.«

Die Sturmgewitter zählt Engelenburg zu den rechtsdrehenden. Sie treten im Winterhalbjahre mit Südweststürmen auf, wenn ein Luftdruck-Minimum mit seinem Zentrum über der Nordsee liegt. »Unter den angedeuteten Umständen kommt die Luft mit Sturmes-

[1]) Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte. 19. Nr. 4.

eile aus dem Meere über das Land, und dabei kann es vorkommen, dass lokal und momentan die Geschwindigkeit grösser ist, als mit permanenter Bewegung möglich ist, dann tritt dort zur Stelle auf einmal wirbelnde Bewegung ein. Diese lokale und momentane sehr grosse Geschwindigkeit ist zwar nicht zu beweisen, doch dies ist bloss eine Folge des summierenden Charakters der Apparate zur Registrierung der Windgeschwindigkeit mittels Anemometer. Diese Annahme wird jedoch genügend bestätigt durch die kontinuierlich registrierenden Winddruckinstrumente an den Orten, wo das Gewitter hinüberzieht. Der Winddruck wächst sehr schnell und zeigt dabei eine fortwährend zunehmende Zahl stets kräftiger Windstösse, welche mit dem Eintreten des Gewitters auf einmal fortbleiben, und sogleich wird der mittlere Druck beträchtlich verringert. Die rotationelle Bewegung ist ausser der Windgeschwindigkeit von einem Hindernisse abhängig; als solches tritt die Küste ein, sei es bloss durch vermehrte Reibung, sei es daneben durch Luftströme. Die aus dem Meere kommenden Luftteilchen werden in die Höhe gelenkt; infolge ihrer grossen Bewegungsenergie behalten sie die neue Bahn länger, als für das Umgehen des Hindernisses nötig ist. Auf diese Weise entsteht unmittelbar hinter dem Hindernisse ein luftverdünnter Raum, bis plötzlich die in die Höhe gedrängte Luft sich wirbelnd hier hineinstürzt. Die teilweise aufgehaltene Luft an der Küste muss nach dieser Richtung ausweichen, und weil die notwendige grosse Geschwindigkeit nur einen Augenblick dauern kann, so ist damit die doppelte Veranlassung zur wirbelnden Bewegung fortgenommen. Nach einigen Kreisläufen stirbt die wirbelnde Bewegung auf der Stelle aus. Wie nun der vertikale Wirbel an der Spitze eines Turmes sich nach unten in der ruhigen Luft zur Leeseite fortpflanzt, so wird auch die horizontale wirbelnde Bewegung in der landeinwärts relativ ruhigern Luft seitlich übertragen. Die Luft rotiert dabei nicht in vertikalen Flächen, sondern in schraubenförmigen Bahnen. Die Fortpflanzung der Wirbelung kann man sich denken wie saugend in diesen Schraubenlinien oder durch Übertragung der Bewegung auf die benachbarten Schraubenwindungen. Die in einiger Höhe vorkommenden grossen Windgeschwindigkeiten treten dabei unterstützend auf. Die Wirbelung schreitet also nach einer Richtung senkrecht zur Windesrichtung immer weiter, indem sie nach hinten fortwährend abstirbt, analog wie wenn eine vorn scharf begrenzte schmale Scheibe aus rotierender Luft über eine senkrecht zur Windrichtung stehende Axe fortgeschoben wird.«

Die Gruppe der linksdrehenden Wirbel umfasst nach Engelenburg die Gewitterböen und Wärmegewitter. Viele der erstern bilden den Übergang zu den letztern. »Das sogenannte böige Wetter gehört hierzu. Es tritt in den Niederlanden auf bei Anwesenheit eines ausgedehnten Luftdruck-Minimums in Westeuropa, dessen Zentrum durch die Nordsee ostwärts schreitet. Im südlichen und südwestlichen Teile dieser Depression weht kräftiger SW-Wind. Der

Himmel ist abwechselnd schwer bewölkt und heiter. Sonnenschein und Hagelböen mit Regen wechseln sich längere Zeit ab. Lokal und unregelmässig über das Land verbreitet, werden ein oder mehrere Donnerschläge gehört. Diese Erscheinungen erreichen ein Maximum in den Nachmittagsstunden und geben so ihre Abhängigkeit von der Insolation kund. In den Augenblicken, während der Himmel heiter ist, fühlt man die kräftige Wirkung der Sonnenstrahlen. Diese kräftige Insolation muss lokal in der allgemeinen südwestlichen Strömung eine Aufsteigung hervorbringen, welche sich alsdann bald in einer bleigrauen oder braunen Kumuluswolke mit blendend weissen Kuppen kundgiebt. An der Leeseite dieser aufsteigenden Luftmenge gerät die allgemeine südwestliche Strömung in Aufsteigung und kurz dauernde Wirbelung. Der ganze Vorgang ist innerhalb kurzer Zeit abgespielt und treibt zu gleicher Zeit in dem allgemeinen Strome weiter, und daraus erklärt sich die lokale Begrenzung und kurze Dauer der Erscheinung. Sie wiederholt sich im südöstlichen Quadranten ganz unregelmässig bald hier, bald da. Die Hagelkörner sind klein und hart und besitzen die eigentümliche konische Gestalt mit kugelförmiger Grundfläche. Wahrscheinlich ist diese eine Folge der beträchtlichen Höhe der Kumulusmassen, in denen sie gebildet sind; während des Herabfallens durch die feuchte aufsteigende Luft wird fortwährend Wasserdampf an ihrer untern Seite kondensiert und gefriert, und weil bei diesem Anwachsen der Schwerpunkt immer tiefer in dem Korne herunterrückt, fällt dieses, ohne umzukippen. Die sehr grossen Höhen in Verbindung mit der geringen Intensität und der kurzen Dauer der Erscheinung sind die Ursache, dass Temperatur und Luftdruck auf der Erde keine merklichen Störungen erleiden; am deutlichsten merkbar sind die impulsiven Luftbewegungen in den Windaufzeichnungen.«

Das Auftreten der Gewitterböe, wie es sich an einem heitern, schwülen Tage dem Beobachter zeigt, beschreibt Engelenburg in folgender Weise: »Anfangs erscheinen kleine, sogenannte falsche Cirri am westlichen Himmel; bald wird da der ganze Himmel mit Cirro-cumuli und später mit einem sich ausbreitenden Cirro-stratus-Schirme überzogen, bis zuletzt unter dieser immer dichter werdenden Decke eine grosse wulstförmige, dunkle Wolkenmasse mit grosser Geschwindigkeit zum Zenith hinaufzieht. Vom Perspektiv gekrümmt, erscheint dieser kompakte, beinahe schwarze Wolkenwulst wie ein grosser Bogen mit den beiden Schenkeln auf dem Horizonte ruhend. Der vom Bogen umschlossene Teil des Himmels zeigt eine gleichmässige, lichtgraue Farbe. Dies ist das sogenannte Regensegment. Beim Herannahen des Wolkenwulstes zeigt sich die ganze Masse in heftiger Bewegung, und zwar ist der eigentliche Bogen scharf begrenzt, doch jagen etliche kleinere lose Wolkenfetzen an der untern Seite nach vorn, an der Vorderseite nach oben, noch tiefer wirbeln die vom herannahenden Sturmwinde aufgepeitschten Staubmassen durch die Luft. Die Finsternis mehrt sich stark, und in dem Augenblicke, wo der Wolkenwulst durch den Zenith eilt, unterbricht ein starker westlicher Windstoss die herrschende Stille, bisweilen von Orkankraft mit verheerenden Wirkungen begleitet. Der Sturmwind dauert nur kurze Zeit, 8 bis 15 Minuten, und nach dem ersten kräftigen Stosse mindert er sich schnell. Zu gleicher Zeit mit dem Sturmwinde fallen einige grosse Regentropfen, welche sehr bald in einen wahren

Platzregen übergehen; dann wird es auch merklich heller. Der tiefgehende Wolkenkragen ist am Zenith vorüber. Aus der darauffolgenden höhern grauen Wolkendecke fält der Regen in Strömen nieder. Zwar ist es lichter geworden, doch jetzt ist die Fernsicht vom fallenden Regen genommen. Die Intensität des Regens ist örtlich in dem Wolkenwulste sehr verschieden und geht bisweilen ganz in Hagelschlag über. Kommt solch ein Teil über den Beobachtungsort, dann folgt unmittelbar auf den Windstoss ein Hagelschlag, welcher erst nach einigen Minuten in Regen übergeht. Kurz nach dem Losbrechen des kräftigen Regens erscheinen auch die Blitze über dem Beobachtungsorte. Auch diese sind lokal und mit der Zeit sehr verschieden an Intensität. Bisweilen unterbleiben sie stellenweise gänzlich, oder es werden nur schwache Donnerschläge nach dem Vorüberziehen des Wolkenkragens gehört. Ein anderes Mal folgt ein regelmässiges, 15 bis 30 Minuten anhaltendes Gewitter. Gegen das Ende wird der westliche oder nordwestliche Wind schwächer und dreht sich dabei nach SW zurück. Der Regen verliert den Charakter eines Platzregens und geht allmählich in einen bisweilen lange dauernden Landregen über. Die allgemeine Wetterlage erfährt durch das Vorüberziehen einer Böe eine gänzliche Umgestaltung. Es ist kühl, und wenn der Regen zuletzt aufhört, bleibt der Himmel noch längere Zeit überzogen. Bei einigen Böen wird der erste Windstoss von einem oder mehrern schwächern gefolgt.

In der Front der Böe, d. h. mit dem Losbrechen des Sturmwindes fällt die Temperatur um mehrere Grad: zur selben Zeit gehen Luftdruck und relative Feuchtigkeit sprungweise in die Höhe. Sind mehrere Windstösse von abnehmender Stärke beobachtet, dann ist jeder dieser von dergleichen doch weniger auffallenden Störungen des Druckes, der Temperatur und Feuchtigkeit begleitet.

Gewisse Stellen in der Front zeichnen sich durch grössere Intensität aller Erscheinungen aus, und dies tritt nach dem Vorübergange deutlich ans Licht in den schmalen Zerstörungsstreifen und Hagelstrichen, deren grösster Durchmesser senkrecht zur momentanen Erstreckung der Böe steht. Das momentane Gewitterterrain ist ein schmales Band ziemlich senkrecht zur Bewegungsrichtung.

Die schmalen Hagel- und Zerstörungsstreifen in ihrer Ausdehnung, so sehr mit den Tornadobahnen in Amerika übereinstimmend, sind manchmal Anlass gewesen zur Vorstellung, als ob die ganze Erscheinung aufgebaut wäre aus einer Reihe von Cyklonen oder Wirbel mit vertikalen Axen, welche wie Soldaten Schulter an Schulter in der Reihe vorwärts rücken. Diese Meinung findet man z. B. bei Mohn und Hildebrandson. Doch haben die Untersuchungen der verheerten Landstriche nicht die geringste Spur einer cyklonartigen Windbewegung in den umgeworfenen Gegenständen entdecken können. So war z. B. das Resultat der Forschungen nach den Verheerungen des Sturmes am 9. August 1881, des Orkans zu Crossen, des Wintergewitters vom 1. bis 2. Dezember 1887 in Skandinavien und Russland, des Orkans zu Dreux am 18. August 1891 u. s. w.«

Engelenburg giebt nun eine analytische Betrachtung der Art und Weise, wie sich die Luftbewegung vor, während und nach dem Auftreten einer Gewitterböe gestaltet, doch muss wegen dieser auf das Original verwiesen werden. Dann geht er über zu den Wärmegewittern. »Die unmittelbare Veranlassung ist eine kräftige aufsteigende Bewegung eines Teiles der Atmosphäre infolge Insolation. Wird bei heiterem, warmem Sommerwetter eine Luftmasse in der Nähe der Erdoberfläche von den Sonnenstrahlen kräftig erwärmt, so gerät sie infolge ihres geringen spezifischen Gewichtes in Aufsteigung. Bei diesem Emporsteigen dehnt sie sich bald in allen Richtungen aus und bekommt dabei die aus Vettin's Rauchexperimente bekannte

Champignonform. Der Rand dieses Pilzes rollt sich stellenweise oder an dem ganzen Umfange auf, und auf diese Weise entsteht ein partieller oder vollständiger Wirbelring. Anfangs steigt dieser Wirbelring noch weiter in die Höhe, und dabei dehnt sich der Diameter des Ringes aus, doch bald wird die ganze Masse in gewisser Höhe zum Stehen gebracht, weil die anfängliche Steigkraft erschöpft ist, und zwar hauptsächlich infolge der eigentümlichen Umstülpung der aufsteigenden Luft, wodurch die mitgeführte Wärme schnell an die umgebende Luftmasse abgestanden wird, und dessen ungeachtet die Expansion bei der Steigung letztere noch befördern muss. Bald ist die warme Luft gänzlich mit der umringenden gemischt. Ist die Steigung nicht ausschliesslich Folge geringern spezifischen Gewichtes, also grosser Hitze und Feuchtigkeit, sondern wohnt der Luft nahe der Erde bereits eine anfängliche Eigengeschwindigkeit inne, dann wird der Ring höher steigen. Weil die umgebende Luft jedoch niemals in Ruhe sich befindet, werden die Wirbelungen nach kürzerer oder längerer Zeit zerstört und aufgelöst.

Je ruhiger also die Atmosphäre, ceteris paribus, desto regelmässiger werden sich die Wirbel bilden und weiter entwickeln, und hieraus erklärt sich die erste Bedingung für das Zustandekommen eines Wärmegewitters: gleichmässige Luftdruckverteilung über grössere Teile der Erdoberfläche, zusammen mit Windstille und kräftiger Insolation.

Der erste Fall: Steigung einer Luftmasse ohne Anfangsgeschwindigkeit infolge geringen spezifischen Gewichtes und Expansion, verursacht lokale Wärmegewitter. Kommt dabei der Wirbelring vollständig und kräftig zur Bildung, dann entsteht ein sich langsam nach allen Richtungen konzentrisch ausbreitendes Gewitter. Kommt der Ring nur teilweise zu stande, dann breitet sich das Gewitter nur in dieser Richtung aus. Diese Gewitter sind in den Niederlanden ziemlich selten, meistens im Juni vorkommend. Häufiger treten sie in Gebirgsländern, sowie in den Alpenländern, Mittelitalien und Sachsen auf. In dem »Sächsischen Meteorologischen Jahrbuche« für 1884 wird mitgeteilt, dass bei der Mehrzahl der Gewitter gewisse Zentra anzugeben sind, von welchen die Gewitterbildung sich ausbreitet, ebenso wie die Wellen durch einen ins Wasser geworfenen Stein. Im gleichen Sinne äussern sich Ferrari, Prohaska und andere Gewitterforscher. Diese Gewitter pflanzen sich viel langsamer fort als die übrigen, weil die Bewegung nur durch die Ausdehnung des Diameters des Wirbelringes verursacht wird. Mit dieser Erklärung übereinstimmend ist die geringe mittlere Geschwindigkeit der Junigewitter in den Niederlanden im Vergleiche zu denen der übrigen Monate und die geringere Geschwindigkeit, welche nach Prohaska den Gewittern in Steiermark zukommt, nämlich 30 *km*, gegen 40 *km* pro Stunde in den flachern Gegenden Westeuropas. Weil der aufsteigende Strom in diesem Falle nicht lange gespeist und der Wirbel bald zerstört wird, sind diese Gewitter schnell beendigt.

Der zweite Fall, wenn die aufsteigende Luftmasse ausser der innewohnenden Steigkraft noch eine Anfangsgeschwindigkeit nahe der Erdoberfläche besitzt, ist der mehr komplizierte und verursacht die eigentlichen Wärmegewitter. Dieser Umstand zeigt sich da, wo nicht eine gesonderte Luftmasse, sondern ein konstanter Strom emporsteigt, wie er im Zentrum jener kleinen selbständigen Luftdruckminima vorhanden ist, welche bei gleichmässig verteilter Luftdruckverteilung und grosser Hitze durch Insolation entstanden, aus uns noch unbekannten Gründen über grössere Abstände sich fortbewegen. Der zentrale Teil eines solchen Minimums bildet gleichsam den Schornstein, durch welchen die Luft, aus ziemlich grosser Entfernung angezogen, in die Höhe geführt wird. Unmittelbar auf der Erde strömt die Luft von allen Seiten nach dem Zentrum und gerät, nachdem sie sich diesem nähert, nach und nach in Steigung. Die horizontalen konvergierenden Ströme verursachen nur schwache Winde, dennoch ist die Aufsteigung im Zentrum rasch, weil der Schornstein ziemlich enge ist, und also grosse Verengung des Strömungsprofils eintritt. Infolge des kontinuierlichen Stromes werden die Erscheinungen sehr kompliziert. Es entsteht nicht ein einziger Wirbelring, sondern eine Menge schnell aufeinanderfolgender Wirbel. Diese Wirbelbruchstücke greifen in- und durcheinander, wie Oberbeck dargethan hat. Diese für sich kaum verfolgbaren Bewegungen werden noch komplizierter durch das Fortschreiten des Minimums als Ganzes durch die Atmosphäre.«

Die allgemeine Erscheinung eines Wärmegewitters beschreibt Engelenburg wie folgt: »Bei sehr gleichmässig verteiltem Luftdrucke, zusammen mit Windstille oder schwachem, verschieden gerichtetem Winde, herrscht heiteres warmes Wetter. In südwestlicher Richtung befindet sich in grosser Entfernung ein kleines Luftdruckminimum mit nur kaum oder gar nicht wahrnehmbarer cyklonaler Windverteilung; dieses Minimum rückt mit grosser Geschwindigkeit entweder aus Frankreich oder auf der Bahn IV b heran. Die ersten Kennzeichen für einen gesondert stehenden Beobachter sind kleine Cirri oder Cirro-cumuli, bald von einem lichtgrauen Cirro-stratus-Schleier gefolgt. Dann erscheinen auch bereits am südwestlichen Horizonte mächtige Cumuli mit blendend weissen Kuppen. Ist die Dunkelheit schon eingetreten, dann wird der südwestliche Teil des Himmels nahe dem Horizonte von schnell aufeinanderfolgenden Blitzen erleuchtet. Diese Cumuli ziehen mehr und mehr heran; die Kuppen bilden sich stets um; der Schleier wird dichter. Die Hitze, welche schon lange vorher gross war, wird noch drückender; der Wind dreht sich langsam nach Nordosten zurück. Tief unter dem Schleier schweben kleine dunkle lose Wolken mit grosser Geschwindigkeit von SW nach NO. In diesen sind deutlich die Trümmer wulstförmiger Wolkengebilde erkennbar. Anfangs ziehen sie in grosser Entfernung unter einander vorüber; ihre Zahl, sowie ihre Grösse mehren sich rasch, und dann fängt ihr Vorübergang an, sich zu kennzeichnen durch schwache Windstösse und Umspringen des Windes. Bald ist das ganze Himmelsgewölbe von schweren Wolkenmassen verdeckt. Der Donner, welcher schon während einer halben Stunde anfangs schwach, doch stets deutlicher hörbar ist, dröhnt in laut rollenden Schlägen durch die Luft; helle Blitze, schlängelnd und horizontal, durchzucken die Luft. Der Regen, anfangs schwach, wird stets heftiger und geht zuletzt in Platzregen über.

Das Gewitter kommt also nicht, wie die Böe, auf einmal schnell zur Stelle, sondern nach und nach. Die erste Phase des eigentlichen Gewitters am Orte der Beobachtung, nämlich wenn der Regen herunterfällt, ist keineswegs so intensiv wie bei den Böen, auch ist sie keineswegs die kräftigste der ganzen Erscheinung. Während längerer Zeit bleibt das Gewitter an einer Stelle, es wird abwechselnd schwächer und stärker, bis das Phänomen in sanftem, bald endigendem Regen aufgelöst ist und am nordöstlichen Horizonte verschwindet, dann, manchmal noch während des Fallens des Regens, ist die Sonne auch wieder hervorgebrochen. Jede Verstärkung der Erscheinung giebt sich kund in allen Elementen: hellere schnell aufeinanderfolgende Blitze, lauteres Getöse des Donners, grössere Intensität des Regens, stellenweise von Hagel begleitet, Windstösse mit rechtsdrehendem Wind. Das Eintreffen erfolgt bisweilen mit Abkühlung zusammen, welche jedoch geringer ist als bei den Böen. Bei den nächtlichen Gewittern sinkt die Temperatur schnell, doch erst nach dem Vorübergange des Gewitters; während des Tages wird diese Abkühlung von der wieder hervorbrechenden Sonne kompensiert. Die Luftdruckstörung zeigt niemals den Charakter einer einzigen Druckstufe, sondern eine Reihe manchmal kaum wahrnehmbarer Hübel, abgeschlossen von einer kleinen Senkung und Hebung, welche den Vorübergang des auf das Gewitter folgenden Minimums andeutet.«

Wegen der Erklärung der beobachteten Erscheinungen aus des Verfassers Wirbeltheorien ist auf das Original zu verweisen, schliesslich giebt der Verf. folgende vorläufige schematische Einteilung und einen kurzen Überblick der Kennzeichen der Haupttypen:

Rechtsdrehende Wirbel.

Gruppe A oder Sturmgewitter.

1. Eigentliche Sturm- oder Wintergewitter.
2. Böiges Wetter mit NW-Wind, lokal Hagel, Blitz und Donner.
3. Einige Gewitter nachts im Sommer.

Linksdrehende Wirbel.

Gruppe B oder Böen.

1. Eigentliche Böe oder Linesquall mit breiter Front.
2. Böiges Wetter mit SW-Wind, lokal Gewittererscheinungen.
3. Unregelmässig auf kleinern Terrains kurz auftretende Gewitter (thunderstorms with secondaries).

Gruppe C oder Wärmegewitter.

1. Ausgedehnte Wärmegewitter.
2. Lokale Wärmegewitter; hierzu gehören auch viele tropische Gewitter und Gewitter bei Vulkanausbrüchen.

Übergangsformen zwischen Böen und Wärmegewittern:

1. Gewitter hinter einem kleinen Luftdruck-Minimum.

Übergang zwischen B_2 und C_2:

2. Gewitter infolge eines unmittelbar über die Erdoberfläche vordringenden Luftstromes: Der Strom fliesst aus einem Luftdruck-Maximum in ein Gebiet regelmässiger Luftdruckverteilung; er fliesst zwischen zwei Minima (wedge-shaped isobars); er wird gebildet von dem Seewinde. Auf letztere Weise entstehen viele tropische Gewitter und die aufeinanderfolgenden Gewitter.

Der Zustand der allgemeinen Luftdruckverteilung, bei welchem diese Gewitter in den Niederlanden auftreten, ist folgender:

A. Ausgedehntes Luftdruck-Minimum in der nördlichen Nordsee, sehr kräftig bei A_1 und A_2. Das Gewitter entwickelt sich in der rechten Hälfte des Minimums.

B. Ausgedehntes mässiges Luftdruck-Minimum in der nördlichen Nordsee. Gewitter in der rechten Hälfte.

1. Sehr deutlich ausgeprägte Ausbuchtung der Isobaren (Gewittersack, V-shaped isobars).
2. Weniger starke, jedoch deutliche Ausbuchtung der Isobaren oder sekundäre Minima.
3. Ohne merkbare Ausbuchtung.

C. Gleichmässige Luftdruckverteilung mit einem kleinen, selbständigen Minimum.

1. Das Minimum zieht mit ziemlich grosser Geschwindigkeit aus SW-Deutschland, aus Frankreich oder auf der Bahn IV^b (van Bebber) nach den Niederlanden. Gewitter an der Vorderseite (temporali à salte ?).
2. Das Minimum steht ziemlich still, ist fast nicht erkennbar in den dreimal täglichen Wetterkarten. Gewitter in dem ganzen Umfange oder nur an einer Seite.

Das Südlicht bildete den Gegenstand einer litterarischen Studie von Dr. W. Boller[1]). Die systematische Beobachtung des Südlichtes ist aus begreiflichen Gründen sehr viel lückenhafter als diejenige des Nordlichtes, sie beginnt eigentlich erst mit Neumayer, der Ende der fünfziger Jahre in Melbourne beobachtete. Dr. Boller giebt eine eingehende Besprechung aller Beobachtungen des Südlichtes sowohl auf dem Festlande als zur See. »Trotzdem das eingelieferte Material lückenhaft ist, gelingt es, bestimmte Schlüsse auf die Ausbreitung des Südlichtes zu ziehen.

Für die Entwicklung der Aurora australis ist die östliche Halbkugel die bevorzugte, wie umgekehrt für die des Nordlichtes die westliche den Vorrang hat. Das Gewicht der zahlreichern Beobachtungen auf dem östlichen Teile der südlichen Halbkugel ist jedoch einzuschränken. Die weitaus grösste Anzahl der Seebeobachtungen erstreckt sich auf die Gebiete zwischen dem 40. und 45. Breitengrade und dem 50. und 150. Längengrade. Hier läuft der Hauptverkehrsweg von Europa, bezw. dem Kaplande nach Australien, welcher Thatsache die zahlreichern Aufzeichnungen zum Teil zugeschrieben werden müssen. Viel seltener sind schon die Beobachtungen im Stillen Ozean. Die Route von Auckland nach Kap Horn wird schwächer befahren. Die kleinste Anzahl von Südlichtbeobachtungen stammen aus dem Atlantischen Ozean. Eine direkte Handelsverbindung zur See vom Kaplande nach dem Kap Horn besteht nicht, in den Breiten also, wo das Südlicht auftritt, liegt hier die Grenze des Weltverkehres.

---

[1]) Gerland, Beiträge zur Geophysik. 3. 1. Heft. p. 56.

Schicken wir diese Betrachtungen voraus, und vermindert sich auch dadurch das Gewicht der Beobachtungen im Indischen Ozean, so ist die grössere Anzahl daselbst beobachteter Südlichter keinenfalls eine Zufälligkeit, sondern geradezu eine Naturnotwendigkeit. Nahezu alle Entdeckungsfahrer nach dem südlichen Eismeere erblickten dort die Aurora, während im Atlantischen Ozean an der Grenze des Eismeeres sie nur Ross im Februar 1843 bemerkte. Zur gleichen Jahreszeit besuchten diese Gebiete Bellingshausen (1820), Weddell (1825), Biscoe (1831), Dumont d'Urville (1843), aber keiner dieser Forscher erwähnt das Südlicht, obwohl in den Februar und März die Hauptentwicklung der Aurora fällt.

In Südgeorgien wurde während des Aufenthaltes der deutschen Astronomen (1882 — 1883) die Aurora nicht beobachtet, wenn sie auch an einigen Tagen, wo sie in schönstem Glanze in Australien auftrat, durch Störungen der magnetischen Elemente sich bemerkbar machte. Auf den Falklands-, Südshetlands- und Südorkney-Inseln wurde sie noch nicht bemerkt, wie auch die französischen Gelehrten in Orange-Bai am Kap Horn während ihres Aufenthaltes die Entwicklung einer Aurora australis niemals konstatieren konnten.

Von den wenigen Beobachtungen in mittlern Breiten des Atlantischen Ozeans stammt eine von Kapitän Brinck vom Schiffe »Elisabeth«, der unter 41° S und 54° W um 9^h abends am 9. Januar 1891 einen hellen Schein im Süden sah, der die halbe Himmelskugel erleuchtete. Vermutlich war dies ein Südlicht. Eine andere Beobachtung ist die vom 2. Juli 1860 unter 30° S 29° W, doch fehlen über dieselbe alle nähern Angaben. Von St. Helena erwähnt Sabine nur eine einzige Entwicklung, während in Rio Janeiro mehrere, zwar aus dem vorigen Jahrhunderte, aufgezeichnet sind. Ein Hauptverkehrsweg des Welthandels führt endlich seit 100 Jahren an der Ostküste Südamerikas, so dass, wenn die Aurora daselbst häufig auftreten würde, immerhin einige Notierungen vorliegen würden. Auch der östliche Teil des südamerikanischen Kontinentes scheint von Südlichtern frei zu sein, wie sich an der Hand der Publikationen der Anales de la Oficina meteorológica Argentina ergiebt. An Tagen, wo sich in Australien die Aurora in grösster Pracht zeigte, war trotz klaren Wetters unter nahezu gleicher Breite die Aurora hier nicht sichtbar.

Die Grenze für das Auftreten des Südlichtes in Südamerika bilden die Kordilleren und ihre Fortsetzung nach Feuerland.

Weder in der Magellanstrasse, noch in der Strasse von Le Maire, so oft diese auch von wissenschaftlichen Reisenden durchfahren wurden, ist jemals eine Aurora australis beobachtet worden. Erst beim Kap Horn und westlich von demselben tritt das Südlicht in Erscheinung. Vom Kap Horn selbst liegen zahlreiche Beobachtungen vor, speziell erschienen bei klarem Wetter prächtige Entfaltungen des Südlichtes. Nordwestlich vom Kap Horn, zu Tierra del Fuego unter 68° 34′ W und 54° 53′ S wurde in dem Zeitraume vom

1. Januar 1876—1884 nur eine Aurora bemerkt. Beim Eintritte in den Grossen Ozean mehren sich die Beobachtungen, doch sind, wenn man von den wenigen chilenischen absieht, dieselben fast nur auf höhere Breiten beschränkt.

Nachdem wir die Grenzen der Sichtbarkeit des Südlichtes festgelegt haben, kommen wir zu den Gürteln der Hauptentwicklung der Aurora.

Ein Kreis, der vom magnetischen Südpol etwa 38° entfernt ist, schliesst das Gebiet der zahlreichern Südlichtentwicklungen ein. Innerhalb dieses Gebietes ist jedoch die Verteilung eine ungleichmässige.

Südlich des Polarkreises wurde die Aurora nur von Bellingshausen (25./2. 1820), von Walker bei Wilkes Expedition (23./3. 1839), von Borchgrevink (17./2. 1895) und von Ross beobachtet. Die ziemlich zahlreichen Beobachtungen des letztern fallen von Ende Februar bis Anfang März der Jahre 1841, 1842 und 1843. Die Beobachtungsorte liegen sämtlich auf der östlichen Halbkugel. Es kann daher über die Grenzen der Sichtbarkeit des Südlichtes innerhalb der kalten Zone Bestimmtes nicht gesagt werden.

Zwei Gürtel stärkerer Entwicklung grenzen sich ausserhalb des Polarkreises ab, von welchen der innere nur unvollständig bestimmt werden kann und sich wohl auch noch in die kalte Zone ausdehnt. Er beginnt beim 40. Längengrade Ost und endet, über Osten laufend, bei 100° West, beim Polarkreise anfangend und beim 70. Parallel endend. Dieses sichelförmige Zweieck hat seine grösste Ausdehnung nach Süden bis zum 57. Breitekreise zwischen 110 und 150° Ost.

Der zweite Gürtel beginnt beim Polarkreise zwischen 0 und 90° West und dehnt sich ostwärts und westwärts nach Süden hin in einer Breite von ca. 5° bis zum 45. Parallelkreise aus, zwischen 80 und 160° Ost die Gebiete um den 45. Breitekreis auffällig umfassend.

Die Zentren der Gürtel liegen auf der östlichen Halbkugel, wie auch dort die Maximalentwicklung des Südlichtes erfolgt.

Die hier gezogenen Grenzlinien sind aus den Häufigkeitszahlen der im Kataloge angeführten Südlichter geschätzt. Ein streng rechnerisches Verfahren zur Festlegung derselben kann erst auf Grund eines vergrösserten Beobachtungsmateriales erfolgen, und dürften dann unsere Kurven, die jedenfalls Kreise nicht sind, wahrscheinlich eine Umänderung erfahren.

Bisweilen erstreckt sich die Lichtentwicklung bis an den Wendekreis und über denselben hinaus.

Die aus dem Jahre 1730 verzeichnete Beobachtung eines Südlichtes im Südosten der Gegend von Siam dürfte daher als ein echtes Südlicht aufzufassen sein.

Die Ursache dieser ungleichmässigen Verteilung muss in der Lage des magnetischen Südpoles, bezw. in der des Endpunktes der

magnetischen Axe der Erde gesucht werden. Für 1885 wurde die Lage des magnetischen Südpoles wie folgt angenommen: $\varphi = 73^{0} 39'$ S, $\lambda = 146^{0} 15'$ O; des Endpunktes der magnetischen Axe der Erde unter: $\varphi = 78^{0} 20'$ S, $\lambda = 112^{0} 43'$ O. (Neumayer, Atlas des Erdmagnetismus, p. 10, 19.) Um diese Punkte herum ist die Erscheinung der Aurora nach beiden Seiten hin gleichmässig verteilt, so dass demnach die Entwicklung des Südlichtes im Osten eine stärkere sein muss als im Westen. Die geographische Lage des magnetischen Südpoles macht es daher auch verständlich, dass in Südwestaustralien die Aurora so häufig, im südlichen Atlantischen Ozean dagegen so gut wie gar nicht beobachtet worden ist. Lokaleinflüsse auf die Bildung des Südlichtes dürften dabei nicht ausser acht zu lassen sein. Zu diesen mag die Eisbildung und die Verteilung der Treibeismassen gehören, wie ja auch zwischen der Häufigkeit der Nordlichter und der mehr oder minder mächtigen Eisbedeckung des nördlichen Atlantic, bezw. des Eismeeres ein Zusammenhang zu bestehen scheint.«

Was die jahreszeitliche Verteilung des Südlichtes anbelangt, so findet Verf. dafür zwei Maxima, ein grösseres im März und ein kleineres im Oktober. Das Hauptminimum liegt im Juni, das sekundäre im November.

20. Optische und akustische Erscheinungen.

Durchsichtigkeit der Luft und Fernsicht. Regelmässige Beobachtungen über die Durchsichtigkeit der Luft, d. h. den Grad der Deutlichkeit, mit welchem sich entfernte Berge oder dergleichen von einem bestimmten Punkte aus zeigen, sind bis jetzt nur verhältnismässig sehr wenig angestellt oder doch bekannt geworden, so interessant auch immer die Resultate sein dürften, die sich aus den Diskussionen langjähriger Aufzeichnungen dieser Art ergeben würden. Zu denjenigen Stationen, an welchen derartige Aufzeichnungen seit vielen Jahren gemacht werden, gehört das im südlichen Schwarzwalde in 1000 *m* Höhe gelegene Höchenschwand. Dr. Schultheiss in Karlsruhe hat diese Beobachtungen bearbeitet[1]).

Höchenschwand liegt im südöstlichen Schwarzwalde vollkommen frei auf einer sanft bis zu dem 13 *km* entfernten Rheinthale gegen Süden sich senkenden Hochfläche, die von den tief eingeschnittenen Thälern der Hauensteiner Alb auf der westlichen und der Schwarza, sowie der Schlucht auf der östlichen Seite scharf abgegliedert ist.

Das ganze Alpenpanorama, das sich allerdings nicht sehr oft in seiner ganzen Ausdehnung zeigt, umfasst einen Sehwinkel von etwa 120°; selbst wenn, wie dies meistens der Fall ist, nur ein mehr oder minder grosser Teil der Alpenkette gesehen werden kann, so ist dies doch immer von besonderem Reize, weil sich die schnee-

[1]) Verhandlungen des naturw. Vereins in Karlsruhe Bd. 12. Meterologische Zeitschrift 1896. Dezember.

bedeckten Berge scheinbar unvermittelt ohne Vordergrund am Horizonte erheben. Die berühmte Alpenaussicht zieht auch alljährlich einen Teil des grossen Stromes von Reisenden, der im Sommer den Schwarzwald durchflutet, nach dem sonst unscheinbaren Pfarrdorfe; leider zeigen sich, wie die folgenden Ausführungen darthun werden, die Berge gerade in der Hauptreisezeit am seltensten und jeweils nur für kurze Zeit.

Die Aufzeichnungen reichen bis zum Jahre 1875 zurück, indessen hat Dr. Schultheiss seine Untersuchungen auf die Zeit von 1884 ab beschränkt, weil seitdem die Beobachtungen von der nämlichen Persönlichkeit angestellt wurden, das Material also homogener ist.

In Höchenschwand wird nicht nur die Häufigkeit, sondern auch der Grad der Sichtbarkeit der Alpen, und zwar nach drei Abstufungen, die mit Indizes 0, 1, 2 in das Tagebuch eingetragen werden, aufgezeichnet; ausserdem wird auch der seltener eintretende Fall eigens aufgeführt, wenn nur die Alpengipfel gesehen werden können. Die Unterscheidung nach den drei Graden lässt sich leichter treffen, als es den Anschein hat, wenn auch natürlich das Mass der Durchsichtigkeit der Luft eine ganze Reihe Stufen durchlaufen kann. Besonders charakteristisch ist der dritte Grad, wenn die Alpen besonders klar und deutlich zu sehen sind; in eigentümlichen kalten Farben liegt dann die Alpenkette vor den Blicken des Beschauers, während bei schwächern Graden der Sichtbarkeit die Töne wärmer, besonders beim Sonnenuntergange sind. Welchen Grad von Klarheit die Luft in der Höhe erreichen kann, davon konnte ich mich, bemerkt Dr. Schultheiss, bei meinem ersten Besuche in Höchenschwand, zu dem mich der Weg in jedem Sommer behufs Visitation der dortigen meteorologischen Station führt, überzeugen. Während des ganzen Tages lag die Alpenkette in wunderbarer Klarheit da; gegen Abend konnte man mit unbewaffnetem Auge den Gasthof auf dem mehr als 50 *km* in der Luftlinie entfernten Ütliberge bei Zürich erkennen, und mit einem durchaus nicht stark vergrössernden Fernrohre liessen sich die Fenster, besonders gut diejenigen, in welchen sich die untergehende Sonne spiegelte, zählen.

In den zwölf untersuchten Jahren waren die Alpen 1126 mal sichtbar, darunter 130 mal besonders schön, im Durchschnitte im Jahre also 94, bezw. 55 mal.

In den einzelnen Jahren ergaben sich folgende Zahlen:

Häufigkeit von	1875	76	77	78	79	80	81	82	83	84
Alpenaussicht überhaupt .	91	111	135	108	126	111	109	105	50	82
Bes. schöner Alpenaussicht	?	?	24	30	36	11	14	1	2	—

Häufigkeit von	1885	86	87	88	89	90	91	92	93	94
Alpenaussicht überhaupt .	100	83	76	114	103	111	116	94	92	105
Bes. schöner Alpenaussicht	3	11	1	18	11	13	28	24	12	3

Bevor Dr. Schultheiss auf die Häufigkeit der Alpenaussicht von Höchenschwand näher eingeht, untersucht er, unter welchen Witterungsverhältnissen sie sich zeigt. Da es sich gleich zu Beginn

der Arbeit herausgestellt hatte, dass es vorwiegend zwei Witterungstypen sind, bei welchen sich die Berge zeigen, nämlich Föhnsituation und Antizyklone, so hat er die Aufgabe etwas beschränkt, indem er nur den dritten Grad der Durchsichtigkeit heranzog. Alle Tage, an denen die Beobachter Alpen aufgezeichnet hatten, hat er auf die Witterungsverhältnisse hin genau untersucht. Aus den Wetterkarten lässt sich wohl in den meisten Fällen leicht erkennen, ob Föhn möglich war oder nicht; leider verzeichnen aber die schweizerischen Stationen nicht immer, ob solcher auch wirklich eingetreten ist. Billwiller bemerkte dem Verfasser gegenüber in Erwiderung auf eine Anfrage, dass das Eintreten von Südwind und stärkeres Sinken der relativen Feuchtigkeit in Altdorf, sowie südöstliche Winde auf dem Säntis meist untrügliche Zeichen dafür seien, dass wenigstens im Reussthale Föhn wehe; dass dieser nicht nur durch die tiefern atlantischen Depressionen, sondern auch, worauf früher Erk und in neuerer Zeit wieder Billwiller und Pernter hingewiesen haben, durch flache, im Alpenvorlande hinziehende Teilminima hervorrufen wird, erwähnt Dr. Schultheiss der Vollständigkeit halber.

Als im Bereiche einer Antizyklone gelegen, hat er das Beobachtungsgebiet nur dann angenommen, wenn sich auf den Höhen die charakteristischen Anzeichen des sinkenden Luftstromes: geringe Stände der relativen Feuchtigkeit und in der kältern Jahreszeit Temperaturumkehrung, haben erkennen lassen; wann letzteres eingetreten ist, liess sich leicht aus den von ihm selbst seit 1887 für die monatlichen Berichte gezeichneten Diagrammen über den Verlauf der Temperatur für jeden Monat und für verschiedene badische Stationen, unter denen sich auch Höchenschwand befindet, entnehmen. Aus frühern Jahren sind solche Diagramme nicht vorhanden. Dr. Schultheiss hat deshalb die weitere Vereinfachung eintreten lassen, dass er nur die Jahre 1887—1894 untersucht hat, um die zeitraubende Arbeit etwas abzukürzen.

Das Ergebnis der Untersuchung ist folgendes: Besonders schöne Alpenaussicht wurde verzeichnet in Höchenschwand

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
im Bar. Maximum .	8	4	4	1	1	1	1	1	3	4	13	22	63
bei Föhn i. d. Schweiz	1	4	9	2	4	—	—	2	2	5	4	4	37
in zweifelh. Fällen .	—	—	1	2	2	1	—	—	—	3	2	—	11

Als zweifelhafte Fälle sind solche bezeichnet, an welchen ein Zusammenhang mit der Luftdruckverteilung nicht gefunden werden konnte.

Alpenaussicht tritt demnach wesentlich häufiger im Bereiche eines Hochdruckgebietes als bei Föhn ein. Entsprechend der bekannten Häufigkeit und Beständigkeit der barometrischen Maxima ist auch die durch sie bedingte grössere Durchsichtigkeit der Luft am häufigsten im Winter und im Herbste, am seltensten im Frühjahre und im Sommer. Alpenaussicht hervorgerufen durch Föhn tritt selten im Sommer, ziemlich gleich oft dagegen in den übrigen Jahres-

zeiten ein, was unverkennbar mit den durch Hann's Arbeiten zur Genüge bekannten Zahlen für die Häufigkeit dieser Naturerscheinung im Zusammenhange steht.

Den mitgeteilten Zahlen ist Wichtigkeit beizumessen, denn sie zeigen, dass in 90% aller Fälle eine besonders schöne Alpenaussicht von Höchenschwand aus mit einer abwärts gerichteten Bewegung der Luft zusammenfällt, und zwar ist in 57% der Fälle die ganze Luftmasse über dem Beobachtungsgebiete, in 33% nur längs der Bergseiten im Sinken begriffen. »Ohne Zweifel wird dadurch ein Teil der feinern Staubpartikelchen, welche sonst die Luft mehr oder minder undurchsichtig machen, in die Tiefe geführt. Wie leicht diese Stäubchen den Luftbewegungen folgen, und wie stark ihre Menge an einem Orte innerhalb kurzer Zeit wechseln kann, dafür liessen sich aus den mit bewunderungswürdiger Geduld ausgeführten Untersuchungen von Aitken eine Reihe von Belegen bringen. Aitken findet z. B. bei seinen Beobachtungen auf Rigikulm, dass die von den Alpen her wehende Luft ganz wesentlich staubärmer als die aus der Ebene emporsteigende ist; denn während im ersten Falle die Stäubchenzahl zwischen 421 und 1305 in 1 *ccm* schwankt, nimmt sie im zweiten bis 5756 zu. Bemerkenswert ist auch die scharf ausgesprochene tägliche Periode des Staubgehaltes der Höhenluft. Nach Untersuchungen auf dem Ben Nevis ist dieselbe folgende:

	1ᵃ	4ᵃ	7ᵃ	10ᵃ	1ᵖ	4ᵖ	7ᵖ	10ᵖ	Mitt.
Staubteilchen in 1 *ccm*	736	526	570	551	950	1438	1035	1029	854

Diese Zahlen erläutern deutlich eine Erscheinung, welche jedem, der in den Alpen oder in dem Vorlande, z. B. in München, lebt, gut bekannt sind, nämlich die Erscheinung, dass auch an klaren Tagen von Mittag an die Berge immer duftiger und weniger sichtbar werden, so dass man deutliche Alpenaussicht, von Föhnwetter abgesehen, eigentlich nur in den Morgen- und mitunter auch in den Abendstunden geniessen kann. Die etwa um die Mittagszeit einsetzenden, gegen die Berge anblasenden Lokalwinde führen den Staub des Vorlandes in die Höhe und verursachen dadurch den mehr oder weniger verhüllenden Duft, der zwar dem Künstler wegen seines warmen Tones, nicht aber dem Vergnügungsreisenden willkommen ist. Die von Aitken mitgeteilte Zahlenreihe zeigt deutlich die rasche Zunahme der Staubteilchen am Nachmittage, sowie deren Abnahme in den Nacht- und Morgenstunden entsprechend den von den Bergen wegblasenden Bergwinden. In Höchenschwand werden über die Tageszeiten, zu welchen die Alpen sichtbar sind, erst in jüngster Zeit Aufzeichnungen gemacht, so dass ein ziffermässiger Beleg für die tägliche Periode der Sichtbarkeit der Alpen nicht erbracht werden kann.«

»Meine Behauptung,« fährt Dr. Schultheiss fort, »dass besonders schöne und jedenfalls Alpenaussicht überhaupt in den meisten Fällen dadurch zu stande kommt, dass durch absteigende Bewegung die trübenden Staubteilchen in die Tiefe gebracht werden, erfährt also

durch die Aitken'schen Untersuchungen volle Bestätigung. Immerhin verbleiben noch volle 10% aller Fälle, in welchen Alpenaussicht dadurch eine Erklärung nicht erfährt; ich glaube im folgenden zeigen zu können, dass diese teilweise mit der staubreinigenden Eigenschaft der Niederschläge in Zusammenhang gebracht werden können.

Es erübrigt nur noch, einiges statistische Material über die Häufigkeit der Alpenaussicht und dann über deren Zusammenhang mit Niederschlägen anzufügen. Um von der ungleichen Länge der einzelnen Monate unabhängig zu sein, gebe ich nachstehend nicht die Häufigkeitszahlen selbst, sondern die Wahrscheinlichkeit einer Alpenaussicht von Höchenschwand aus.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Alpen überhaupt	0.45	0.35	0.24	0.19	0.23	0.17	0.11	0.13	0.22	0.31	0.30	0.40	0.26
nur Alpen[2] . .	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0 05	0.06	0.03

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Alpen überhaupt	0.41	0.22	0.13	0.28
nur Alpen[2]	0.04	0.03	0.01	0.04

Die scharf ausgesprochene jährliche Periode in der Häufigkeit der Alpenaussichten ist nach dem Vorhergehenden leicht verständlich. Die Mehrzahl der Fälle tritt im Bereiche von Antizyklonen ein; entsprechend deren grösserer Häufigkeit und Verharrungstendenz in der kältern Jahreszeit entfällt auf diese das Maximum, während auf die warme Jahreszeit, wo nur vorübergehend barometrische Maxima zur Herrschaft kommen, das Minimum trifft. Am ungünstigsten sind die Hauptreisemonate Juli und August, in welchen die Wahrscheinlichkeit einer Alpenaussicht 3—4 mal so gering ist als im Dezember und Januar. Auf etwa neun Alpenaussichten kommt im Jahresmittel eine besonders schöne und klare; eine solche ist verhältnismässig am seltensten (17 : 1) im Juni, dem Hauptregenmonate, wiewohl man glauben sollte, dass die vielen Niederschläge staubreinigend wirken müssten; verhältnismässig am häufigsten im März und im November (6 : 1); merkwürdigerweise ist gerade letzterer Monat derjenige, welcher in tiefern Lagen die stärkste Bewölkung aufzuweisen hat.

Schon beim Ausziehen aus den Beobachtungstabellen ist aufgefallen, dass die Alpenaussicht von Höchenschwand aus recht häufig in Gruppen von zwei und mehr Tagen auftritt, ich habe deshalb folgende Zusammenstellung, die nicht ohne Interesse ist, gemacht:

Anzahl der Gruppen von Tagen mit Alpenübersicht (1883—1894)

Gruppen mit	2	3	4	5	6	7	8	9	10	14	Insgesamt Tage	Proz. aller Fälle von Alpenauss.
			Tage									
Winter . .	37	23	11	11	9	1	2	—	1	1	343	79.0
Frühling . .	35	14	6	3	—	—	—	—	—	—	151	62.1
Sommer . .	21	5	5	2	—	—	—	—	—	—	87	59.2
Herbst . .	41	13	12	6	1	—	1	—	—	—	213	70.5
Insges. Tage	268	165	136	110	60	7	24	—	10	14	794	70.5
In Proz. aller Fälle v. Alpenaussicht . .	23.8	14.7	12.1	9.8	5.3		4.9					

Nahezu drei Viertel aller Fälle von Alpenaussichten treten demnach nicht vereinzelt, sondern jeweils mindestens zwei Tage hintereinander auf. Die Gruppenbildung ist am schwächsten im Sommer und darnach im Frühjahre, am stärksten im Winter und Herbste. In der warmen Jahreszeit hält eine Alpenaussicht nur selten drei oder mehr Tage an, während dies in der kältern noch recht häufig eintritt; einmal waren die Berge 10, einmal sogar 14 Tage hintereinander sichtbar. Man erkennt unschwer in diesen Verhältnissen wieder die grosse Verharrungstendenz der die Durchsichtigkeit der Luft vorzugsweise veranlassenden barometrischen Maxima im Winter und Herbste, gegenüber ihrer Unbeständigkeit in den übrigen Jahreszeiten.

Es ist von Interesse, die Witterungsverhältnisse der erwähnten 14 Tage, während welcher der Beobachter in Höchenschwand die Alpen beständig gesehen hat, näher zu verfolgen; es sind dies die Tage vom 28. Dezember 1889 bis 10. Januar 1890. Am 27. Dezember hatte sich die Luftdruckverteilung so gestaltet, dass ein barometrisches Maximum den Nordosten des Erdteiles mit einem Kerne über den russischen Ostseeprovinzen bedeckte, während sich eine Depression über dem Mittelmeere befand; da ein beträchtliches Luftdruckgefälle vorhanden war, so wehten lebhafte nordöstliche Winde, welche die Temperatur zum raschen Sinken brachten. Vom nächsten Tage an senkte sich der Kern des hohen Druckes südwärts, und gleichzeitig gewann er westwärts an Raum; unser Beobachtungsgebiet lag zwar nur am Rande der Antizyklone, doch machte sich deren absteigender Luftstrom zeitweise geltend, denn es wurde in Höchenschwand relativ warm. Eigentliche Temperaturumkehrung konnte aber nicht festgestellt werden; diese trat erst vom 1. Januar an auf, als in der Folge das mit seinem Kerne über Südosteuropa verharrende barometrische Maximum voll zur Herrschaft kam. Am genannten Tage war bereits das Tagesmittel der Temperatur gleich dem der rund 900 *m* tiefer gelegenen Station Karlsruhe, und in den folgenden Tagen blieb es erheblich — bis zu $7^1/_2{}^0$ — darüber. Im Laufe des 10. trat ein Witterungsumschlag ein.

Bezeichnenderweise hat nun der Beobachter bis zum 1. Januar, also in der Zeit, in welcher die der Antizyklone eigentümliche, abwärts gerichtete Luftbewegung nur schwach ausgebildet war, bloss die Gipfel der Alpenkette, und erst vom 2. an hat er die Berge bis tiefer herab gesehen; es ist also die Sichtbarkeit der Alpen zeitlich mit dem Augenblick zusammengetroffen, in dem sich der sinkende Luftstrom in seiner vollen Entwicklung eingestellt hat. Das Eintreten der vollen Alpenaussicht kann nicht wohl damit in Zusammenhang gebracht werden, dass etwa Niederschläge die Luft reingewaschen haben; denn der letzte Regen war am 27. Dezember gefallen. Im Hinblicke auf weiter unten folgende Ausführungen bemerke ich, dass der 28. Dezember 1889 ein Samstag, der 2. Januar ein Donnerstag gewesen ist.

Ohne Zweifel besitzen die Niederschläge die Eigenschaft, die Luft von Staub zu reinigen, es ist aber durchaus nicht entschieden, bis zu welchem Grade dies der Fall ist. Wahrscheinlich werden aber nur die gröbern mechanischen Verunreinigungen der Luft, insbesondere die Rauchteilchen, zum grössern Teile zum Boden geführt, in geringerem Masse wohl auch die feinern, zumal wenn sie als Kerne bei der Kondensation des Wasserdampfes zur Verwendung gekommen sind, doch müssen bei ihrem massenhaften Vorhandensein doch immer noch viele zurückbleiben.

Um nun festzustellen, ob ein Einfluss der Niederschläge auf die Durchsichtigkeit der Luft nach den Höchenschwander Beobachtungen bestehe, habe ich bei jedem Falle von Alpenaussicht, sowie getrennt auch für die besonders schöne nachgesehen, wann der letzte Niederschlag gefallen war. Dabei ist immer dann, wenn die Alpen mehrere Tage hintereinander sichtbar waren, immer nur der erste Tag berücksichtigt worden; das ziffernmässige Ergebnis ist folgendes:

Häufigkeit von Alpenaussicht überhaupt (1883—1894)

Prozent

Letzter Niederschlag	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
am Tage selbst	6.7	6.0	5.4	4.4	5.7
1 Tag vorher	27.9	26.7	28.3	32.9	29.0
2 Tage »	21.2	26.0	27.2	21.7	23.5
3 » »	12.3	16.7	17.4	13.0	14.4
4 » »	7.3	8.7	5.4	5.0	6.7
5 » »	3.9	2.0	5.4	3.7	3.6
6 » » und mehr .	20.7	14.0	10.9	19.3	17.0
Summe aller Fälle	179	150	92	161	582

Volle Alpenansicht

Prozente

Letzter Niederschlag	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
am Tage selbst	2.2	9.4	—	2.4	3.9
1 Tag vorher	17.4	25.0	12.5	29.3	28.8
2 Tage »	19.6	21.9	62.5	17.1	22.0
3 » »	23.9	18.8	25.0	24.4	22.8
4 » »	8.7	15.6	—	12.2	11.0
5 » »	2.1	3.1	—	2.4	3.4
6 » » und mehr .	26.1	6.3	—	12.2	15.0
Summe aller Fälle	46	32	8	41	127

Wäre der Einfluss der Niederschläge auf die Durchsichtigkeit der Luft so gross, als man gewöhnlich annimmt, so müsste dies sicher in den oben mitgeteilten Zahlen schärfer zum Ausdrucke kommen, als es der Fall ist. Wohl ist im Jahresdurchschnitte an mehr als der Hälfte der Fälle der letzte Niederschlag höchstens zwei Tage vor dem Eintritte der Alpenaussicht gefallen, im Sommer sogar bei 61%; doch sind die Fälle, in denen von einem Zurückführen auf vorangegangene Niederschläge nicht mehr die Rede sein

kann, noch recht häufig. Wie sich gezeigt hat, sind eben andere Faktoren weit mehr massgebend.

Es ist dann weiter untersucht worden, ob sich nicht etwa bei einer der typischen Formen der Luftdruckverteilung, unter denen Alpenaussicht auftritt, ein grösserer Einfluss der Niederschläge nachweisen lasse, als bei der andern. Aus den oben angegebenen Gründen habe ich mich auch hier auf die besonders grosse Luftdurchsichtigkeit und auf die Jahrgänge 1887—1894 beschränkt. Es ergiebt sich folgende Zusammenstellung:

Häufigkeit voller Alpenansicht (1887—1894)

Prozente

Letzter Niederschlag	im Bar.-Max.	bei Föhn	in zweifelhaften Fällen
am Tage selbst	—	10.8	9.1
1 Tag vorher	7.9	37.8	54.5
2 Tage »	27.0	8.1	27.3
3 » »	25.0	21.6	9.1
4 » »	14.3	5.4	—
5 » »	3.2	2.7	—
6 » » und mehr . .	22.2	13.5	—
Summe der Fälle	63	37	11

Unverkennbar ist, dass bei Föhn die Einwirkung der Niederschläge stärker zum Ausdrucke kommt, als im barometrischen Maximum, eine Erscheinung, die leicht verständlich ist. Die Tabelle giebt auch Aufschluss über die Fälle, in welchen die Alpenaussicht entweder gar nicht oder wenigstens nicht mit Sicherheit auf einen sinkenden Luftstrom zurückgeführt werden konnte, d. h. wenn im barometrischen Maximum weder in Höchenschwand, noch auf dem Säntis sich die Temperaturumkehrung und das Sinken der relativen Feuchtigkeit zeigte, oder wenn bei einer Luftdruckverteilung, bei welcher Föhn möglich war, dieser in Altdorf fehlte. In allen diesen früher als zweifelhaft bezeichneten Fällen ist die Einwirkung der vorangegangenen Niederschläge unverkennbar.

Es schien mir auch angebracht, das Material noch zur Beantwortung der Frage auszunützen, ob wirklich auf Alpenaussicht Regen folgen müsse. Es ist wohl bekannt, dass dies in Alpenländern, auch im Schwarzwalde und am Bodensee als untrügliche Witterungsregel gilt; dass sie aber nicht allgemeine Giltigkeit haben kann, ergiebt sich schon daraus, dass sich in nahezu einem Drittel aller Fälle die Alpen von Höchenschwand aus jeweils mindestens vier Tage nacheinander zeigen. Berücksichtigt man bei einer Gruppe von Tagen mit Alpenaussicht immer nur den letzten, und lässt man alle Tage ausser acht, an denen schon unmittelbar vorher Niederschlag gefallen ist, so ergiebt sich folgende Zusammenstellung:

Häufigkeit von Alpenaussicht überhaupt

Prozente

Niederschlag fällt	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
am Tage selbst	46.1	28.7	29.7	29.6	34.4
1 Tag später	17.1	28.7	28.4	28.9	25.2
2 Tage »	9.9	12.4	13.7	8.9	10.9
3 » »	8.6	8.5	7.4	6.7	7.9
4 » »	2.6	3.9	4.9	7.4	4.6
5 » » und mehr	15.8	17.8	16.0	18.5	17.1
Anzahl der Fälle	152	129	81	135	497

Häufigkeit voller Alpenansicht

Prozente

Niederschlag fällt	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
am Tage selbst	26.1	31.3	25.0	19.5	25.2
1 Tag später	17.4	25.0	12.5	19 5	19.7
2 Tage »	21.7	15.6	25.0	14.6	18.1
3 » »	10.9	6.2	12.5	7.3	8.7
4 » »	2.2	9.4	12.5	19.5	10 2
5 » » und mehr	20.7	12.5	12.5	19.5	18.1
Anzahl der Fälle	46	32	8	41	127

Am meisten fällt wohl in die Augen, dass bei besonders schöner Alpenaussicht viel weniger häufig Niederschlag am Tage selbst oder am folgenden fällt, als bei Alpenaussicht überhaupt, indem sich die Wahrscheinlichkeiten etwa wie 3:2 verhalten. Also gerade grosse Durchsichtigkeit der Luft hat verhältnismässig selten Niederschlag in unmittelbarem Gefolge; an fast $\frac{1}{8}$ aller Fälle stellt sich solcher erst nach mindestens vier Tagen ein. Ein untrügliches Witterungsanzeichen ist also Alpenaussicht nicht, am allerwenigsten aber eine besonders klare. Macht man aber eine Unterscheidung der einzelnen Fälle nach den meteorologischen Ursachen, so ergiebt sich doch ein wesentlich anderes Bild; ich benutze wieder aus den oben schon ausgeführten Gründen die besonders schöne Alpenaussicht in den Jahren 1887—1894:

Häufigkeit voller Alpenansicht

Prozente

Niederschlag fällt	im Bar.-Max.	bei Föhn	in zweifelhaften Fällen
am Tage selbst	9.5	56.8	36.4
1 Tag später	20.6	13.5	9.1
2 Tage »	23.8	13.5	9.1
3 » »	9.5	8.1	9.1
4 » »	6.4	8.1	36.4
5 » » und mehr	30.2	—	—
Anzahl der Fälle	63	37	11

Wie leicht verständlich, ist die Wahrscheinlichkeit, dass nach Alpenaussicht, welche durch Föhn hervorgerufen wird, bald Niederschlag fällt, recht gross. Alpenaussicht im Gebiete des herabsinkenden Luftstromes schliesst dagegen ziemlich selten mit Niederschlag ab.«

Wasserspiegelung an der Oberfläche des Genfer Sees[1]). Die Ursache der Fata morgana ist eine Luftspiegelung, die an der Berührungsfläche zweier Luftschichten auftritt, welche eine verschiedene Temperatur besitzen. Ähnliche Wahrnehmungen werden bei der Berührung eines Wasserspiegels mit der Luft gemacht, wenn das Wasser und die Luft in der Temperatur verschieden sind. Prof. Forel, der sich seit Jahren mit der Erforschung des Genfer Sees beschäftigt, hat seit langer Zeit schon die Erscheinung der Wasserspiegelung auf der Oberfläche dieses Sees beobachtet. Der Genfer See eignet sich zu solchen Beobachtungen besonders gut, weil seine gebirgige Umgebung so viel scharfen Charakter besitzt, dass es nicht schwer halten kann, aus den im Wasser erscheinenden Bildern das landschaftliche Original wiederzuerkennen, von dem sie ausgehen, selbst wenn das Bild verzerrt ist oder das Original ausserhalb des Gesichtskreises liegt. Forel, der seine Beobachtungen am 20. Juli 1896 der Pariser Akademie der Wissenschaften mitteilte, unterscheidet zunächst eine doppelte Art der Lichtbrechung an der Wasseroberfläche. Die Lichtbrechung über warmem Wasser tritt ein, wenn das Wasser wärmer ist als die darauf liegende Luft. Die Erscheinungen sind folgende: Der Horizont scheint dem Auge nahegerückt, die Wasserfläche stärker als gewöhnlich gewölbt; über der Linie des Horizontes bemerkt das Auge ein ungewöhnliches Flimmern. Endlich bildet sich im Wasser ein Spiegelbild der Umgebung, das sich zu den abgebildeten Objekten symmetrisch verhält. Dieser Spiegel giebt eine scheinbare Reflèxion auch von Dingen, die jenseits des Horizontes liegen. Die Erscheinung entspricht also durchaus der Wüstenspiegelung. Die zweite Art ist die »Lichtbrechung über kaltem Wasser«; sie tritt ein, wenn das Wasser kälter ist als die darüber liegende Luft. Die Erscheinungen sind zum Teil umgekehrt wie bei der vorigen Art der Brechung. Der Horizont scheint in die Ferne gerückt und gehoben, die Wasseroberfläche konkav eingesenkt. Sehr entfernte Gegenstände tauchen auf, die unter gewöhnlichen Verhältnissen in Wirklichkeit durch die Rundung der Erde dem Blicke entzogen sein würden; Gegenstände, die sehr nahe der Wasseroberfläche liegen, erscheinen in vertikalem Sinne stark zusammengedrückt. Zwischen diesen beiden Arten der Lichtbrechung tritt nun noch die Fata morgana auf und die bisher noch unerklärte »Kaltwasserspiegelung«. Letztere zeigt sich, wenn die Temperatur des Wassers steigt. Sie hat dieselben Charaktere wie die bei der Lichtbrechung über warmem Wasser auftretende Spiegelung, nur dass das im Wasser erscheinende Bild nicht symmetrisch zu dem Originale ist, es ist diesem entgegengesetzt orientiert, aber in der Höhe sehr stark verkleinert, so dass zuweilen die Gegenstände nur ein Drittel so hoch sind, wie in Wirklichkeit. Alle diese Typen sind am Genfer See zu beobachten. Forel wählt das Bei-

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 183.

spiel eines Frühlingstages, in dessen Verlauf sich infolge der aufgetretenen Temperaturveränderung alle Erscheinungen nacheinander abspielen können. Ungefähr um 6^h vormittags ist die Luft, die sich während der Nacht abgekühlt hat, kälter als das Wasser. Wir haben also die Erscheinung der Lichtbrechung und Spiegelung in warmem Wasser. Gegen $10-12^h$ vormittags ist die Temperatur der Luft so weit gestiegen, dass sie die des Wassers übertrifft. Dann tritt die »Kaltwasserspiegelung« ein. Zwischen 2 und 4^h nachmittags wird die Lichtbrechung plötzlich verändert, die Aufwölbung des Wassers geht allmählich in eine Einwölbung über. Es erscheint die Fata morgana, zuweilen auch die sogenannte Fata brumosa, aber nur für wenige Minuten. Nach Forel's Beobachtung treten diese Erscheinungen nur dann auf, wenn nach einem ganz stillen Vormittage nachmittags ein leichter Luftzug geht. Sobald die Fata morgana verschwunden ist, erscheint die Lichtbrechung über kaltem Wasser und dauert bis in die Nacht. Die Folge der Wasserspiegelung ist also im Verlaufe des Tages diese: Spiegelung auf warmem Wasser, Spiegelung auf kaltem Wasser, Fata morgana, Lichtbrechung auf kaltem Wasser. Die Fata morgana nimmt stets nur einen beschränkten Teil des Horizontes ein, und man sieht daneben zur einen Seite die Erscheinung der Kaltwasserspiegelung, auf der andern Seite die Lichtbrechung über kaltem Wasser ohne Spiegel.

Eine rote Stelle mitten in einem Regenbogen hat W. Ekama beobachtet[1]). Der gewöhnliche Regenbogen war von $7^h\ 2^m$ bis $7^h\ 28^m$ nachmittags sichtbar und ein Teil des zweiten Bogens von $7^h\ 17^m$ bis $7^h\ 24^m$; in dem vom ersten Bogen eingeschlossenen Raume war nun von $7^h\ 11^m$ bis $7^h\ 19^m$ deutlich eine rote, ziemlich grosse, aber nicht scharf begrenzte Stelle zu sehen. Messungen sind leider nicht gemacht, doch berechnet sich die Höhe der Sonne auf $13^0\ 15'$, ihr Azimut auf 75^0; die Höhe des Bogens oberhalb des Horizontes war also 29^0 und jene der Mitte der roten Stelle $14^0\ 30'$. Das Azimut giebt an, dass die Sonne, von Vliessingen aus gesehen, in der Richtung der Wester-Schelde stand; die rote Stelle kann also durch Beugung der Sonnenstrahlen, welche durch die genannte Wasserfläche reflektiert waren, an den Wassertropfen erklärt werden. Die rote Stelle war somit eine Art Gegensonne, wie man sie bisweilen in bergigen Gegenden beobachtet hat, und folglich der Mittelpunkt der Regenbogen, welche entstehen können, wenn die Sonnenstrahlen, ehe sie in den Regentropfen gebrochen werden, an einer Wasserfläche reflektiert sind. Die rote Farbe der Stelle war eine Folge der besonderen Grösse der Tropfen.

Die Farben des Regenbogens und der weisse Regenbogen. Eine umfassende theoretische und experimentelle Studie über

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 61.

die optischen Erscheinungen des Regenbogens hat Prof. J. M. Pernter veröffentlicht[1]). Wenn man den Farben des Regenbogens und ihrer Reihenfolge und Verteilung seine Aufmerksamkeit widmet, fällt es bald auf, dass man eine Mannigfaltigkeit und einen Wechsel darin findet, die jener weitverbreiteten Anschauung von den festliegenden unveränderlichen sieben Regenbogenfarben gar nicht entsprechen. Die Farben zeigen, so wie die ganzen Bögen, bald grössere, bald geringere Breite, und nicht selten sucht man umsonst nach einer bestimmten Farbe, und erscheint so die regelmässige Farbenfolge gestört. Wer überdies nicht nur bei Regen, sondern auch auf Nebeln den Regenbogen zu beobachten Gelegenheit hatte — den Nebelbogen — findet denselben zum Teil einfach weiss, und wenn er von den sekundären Bögen gleichzeitig einen oder zwei sieht, so zeigt sich in den letztern die Störung der Farbenreihe bis zur Umkehrung der Farbenfolge gesteigert.

Von der Airy'schen Theorie des Regenbogens ausgehend, hat nun Prof. Pernter eine vollständige Darstellung aller Ablenkungs- und Farbenverhältnisse, wie sie in der Wirklichkeit uns die Natur in den verschiedenen Regenbögen vor Augen führt, gegeben. Auf die Einzelheiten dieser grossen Arbeit kann hier nicht eingegangen werden, es wird genügen, die Ergebnisse mitzuteilen, wie sie Prof. Pernter selbst formuliert:

»1. Die grosse Mannigfaltigkeit des Regenbogens, sowohl in den Farbenerscheinungen des Hauptregenbogens und seiner Sekundären als in der Breite und Lage der Bogen, ergiebt sich vollkommen aus den auf Grund der Airy'schen Theorie durchgeführten Farbenberechnungen. Die Übereinstimmung sowohl mit den Beobachtungen des Regenbogens in der Natur, als auch mit den im Laboratorium gemachten Versuchen ist eine vollkommene. Die Airy'sche Theorie erweist sich daher als richtig und gestattet eine einheitliche Erklärung aller Regenbogenerscheinungen selbst in den kompliziertesten Fällen, da aus ihr unmittelbar sowohl alle Farbenveränderlichkeit, als auch die sekundären Bögen, sowie alle Veränderlichkeit in der Breite und Lage der Bögen sich ergeben.

2. Alle diese Veränderlichkeiten hängen nur von der Verschiedenheit der Grösse der Tropfen ab, welche die Regenbogen erzeugen.

3. Die Umkehrung der Farbenfolge ist für die auf das weisse Band folgenden Sekundären ein Postulat der Airy'schen Theorie.

4. Die weissen Regenbogen (Hauptregenbogen, eigentlich Nebelbogen, da sie nur auf Nebel auftreten) finden in Airy's Theorie nicht nur ihre volle Erklärung, sondern sind für Tröpfchen von 0.050 *mm* abwärts ebenfalls schlechterdings ein Postulat dieser Theorie.

5. Die Sekundären schliessen sich entweder in unmittelbarer Aneinanderreihung an den Hauptregenbogen und unter sich aneinander an oder sie sind durch dunkle Zwischenräume getrennt. Auch diese Erscheinung ergiebt sich ohne weiters aus Airy's Theorie; auch sie ist nur von der Grösse der Tröpfchen abhängig.

Wenn nicht schon im Hauptregenbogen das weisse Band auftritt (siehe sub 4), muss, je nach der Tropfengrösse, einer der Sekundären dasselbe aufweisen; je grösser die Tropfen, desto höher die Zahl dieser Sekundären.

---

[1]) Sitzungsber. d. k. k. Akademie d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Klasse. 106. Abt. IIa. März 1897.

6. Aus den Farben, wie auch aus der Aneinanderreihung oder Abtrennung der Sekundären ergeben sich manche Anhaltspunkte, um die Grösse der den Regenbogen erzeugenden Tropfen auch ohne Messung der Winkel der Bogen angenähert bestimmen zu können:

a) Aus den Farben.

α. Ein auffallend intensives Violettrosa im Hauptregenbogen mit einem lebhaften Grün (von Blau nur eine Spur oder garnichts vorhanden) vor demselben weist auf eine Tropfengrösse von 1 bis 2 *mm* Durchmesser hin. Nach den Farbenberechnungen liegt dabei das Maximum der Intensität im Anfange des Violett (vom Grün her). Ich habe einen solchen sehr schönen Regenbogen (ohne Sekundäre) am 7. November 1896 um $8^h\ 15^m$ vormittags beobachtet. Meine Aufzeichnung darüber lautet: Schönes, breites Hellrot; dann Orange und Gelb (zusammen nur mässig breit); lebhaftes, strahlendes, breites Grünblau mit blauem Rande gegen das Violett; sehr schönes, intensives, breites Violett.

Es ist ein charakteristisches Kennzeichen der Regenbogen dieser Tropfengrössen, dass nur sie ein volles, schönes, reines Rot im Hauptregenbogen aufweisen.

β. Sind die Farben der Sekundären nur Grün und Violett (das Blau zwischen Grün und Violett erscheint meist schon der Kontrastwirkung halber auch als Grün, da das Violett meist in Rosa sticht), und fehlt also das Gelb ganz, so hat man es mit einer Grösse der Tropfen von etwa 0.5 *mm* Durchmesser zu thun. Die Sekundären zeigen nirgends eine Unterbrechung und schliessen sich unmittelbar an den Hauptbogen an. Solche Beobachtungen liegen sehr viele vor; es wird in ihnen stets hervorgehoben, dass die Farbenwiederholung nur Grün und »Rot« (Rosa) sei.

Das Rot im Hauptregenbogen ist schon sehr schwach.

γ. Ein Auftreten des Gelb in den Sekundären bedeutet entweder Tropfen von 0.3 oder 0.2 *mm* Durchmesser. Ist das Gelb schwächer ausgeprägt, und sind die Sekundären an den Hauptregenbogen und untereinander ohne Unterbrechung angeschlossen, so ist die Tropfengrösse näher an 0.3 *mm*; ist das Gelb im ersten Sekundären schön entwickelt und fehlt es im zweiten und dritten, wobei letztere untereinander und vom ersten getrennt erscheinen (es möchte zuweilen vorkommen, dass auch der erste Sekundäre vom Hauptregenbogen abgetrennt erschiene), so haben wir Tropfen von 0.2 *mm* Durchmesser oder etwas weniger vor uns.

Der Hauptregenbogen ist in diesen Fällen auch durch seine Breite ausgezeichnet; er enthält kein reines Rot mehr, aber die ganze übrige Farbenfolge ist sehr schön entwickelt. Beobachtet werden diese Regenbogen nicht selten.

b) Aus dem Aneinanderschliessen oder der Abtrennung der Sekundären.

α. Ist keine Abtrennung weder vom Hauptregenbogen, noch der Sekundären untereinander vorhanden, so sind die Tropfen grösser als 0.2 *mm* (Durchmesser); ist eine Abtrennung nur unter den Sekundären, nicht aber des ersten Sekundären vom Hauptregenbogen zu bemerken, so liegt die Tropfengrösse von 0.2 *mm* Durchmesser vor, wobei es vorkommen kann, dass ein schmaler, schwacher Streifen auch den ersten Sekundären vom Hauptregenbogen zu trennen scheint; ist der erste Sekundäre deutlich und voll vom Hauptregenbogen getrennt, so ist die Tropfengrösse kleiner als 0.2 *mm* (Durchmesser).

β. Sind ohne jede Abtrennung mehr als fünf oder fünf Sekundäre, ohne dass einer Weiss enthält, zu sehen, so liegt die Tropfengrösse von 1 *mm* Durchmesser vor. Die Sekundären zeigen dann nur ein breiteres Violett (Rosa) und ein schmales, schwaches Blaugrün.

Bei weniger als fünf Sekundären gelten die Kennzeichen unter *a*), *α*. und *β*.

γ. Ist der erste Sekundäre deutlich und voll vom Hauptregenbogen getrennt, und enthält er deutlich weisse Töne, so sind die Tropfen von der Grösse 0.08—0.10 *mm* im Durchmesser.

6. Ist im Hauptregenbogen deutlich ein weisser Streifen zu sehen, ohne dass man von einem eigentlichen weissen Regenbogen sprechen kann, so ist eine Tropfengrösse von etwa 0.06 *mm* Durchmesser vorhanden.

7. Ein echter weisser Regenbogen (Hauptregenbogen), bei welchem nur der äussere Rand gelblichorange, der innere bläulich gefärbt erscheint, zeigt eine Grösse der Tröpfchen von 0.05 *mm* Durchmesser oder noch kleinere Tröpfchen an. Eine nähere Bestimmung der Tropfengrösse bei den weissen Regenbögen ist nur auf Grund der Winkelmessung des äussern und innern Randes und, wenn Sekundäre sichtbar sind, des äussern Randes des ersten Sekundären zu erreichen.

8. Der zweite Regenbogen hat im Hauptbogen (Nebenregenbogen) kein eigentliches echtes Rot. Er kann auch Sekundäre aufweisen.

9. Die Descartes'sche Theorie der »wirksamen Strahlen« kann keine dieser Mannigfaltigkeiten erklären, und die Sekundären liegen ganz ausser ihrem Bereiche. Sie ermangelt jeder Übereinstimmung mit den Thatsachen und ist daher wesentlich unrichtig. Sie würde ganz zufällig stimmen für den einzigen unmöglichen Fall, dass die Tropfen eine Grösse von unendlichem Halbmesser haben. Diese Theorie muss daher vollständig verlassen werden.«

Über das Alpenglühen schreibt Prof. E. Richter in Graz[1]: »Einstens, als man noch die Alpen bereiste, um Gefühlseindrücke zu gewinnen und nicht um Rekords zu schaffen, gehörte es zum guten Tone, das Alpenglühen gesehen und gebührend bewundert zu haben. Besonders für solche, welche die Berge vornehmlich von unten zu besichtigen pflegen. Thatsächlich gehört die rote Beleuchtung, die sich zu allen Jahreszeiten gelegentlich bei Sonnenuntergang einstellt, zu den effektvollsten Anblicken, wenn Bergspitzen vorhanden sind, die gegen Westen zu blanke Schneeflächen zeigen, wie etwa die Jungfrau, von Interlaken aus gesehen. Auch Salzburg bietet hierzu günstige Gelegenheit, da Tennengebirge, Göll und Untersberg eine geeignete Gestalt besitzen, während Innsbrucks Berge für solche Beleuchtungseffekte weniger passend gruppiert sind.

Die gewöhnliche Sonnenuntergangsbeleuchtung ist aber nicht das, was man unter Alpenglühen versteht: dabei denkt man an ein plötzliches Aufglühen der nach Westen schauenden Berghänge nach Sonnenuntergang, und nachdem die Landschaft schon in Schatten gesunken ist. Diese Erscheinung ist bei weitem seltener als die erste, aber auch meist viel weniger effektvoll und viel schwächer. Wem es also nicht um die Rarität zu thun ist, der möge sich an dem gewöhnlichen Sonnenuntergange, dem falschen Alpenglühen, erfreuen und dem echten keine Thräne nachweinen.

Das echte Alpenglühen sollte man besser mit dem Ausdrucke: »Wiederglühen« bezeichnen. Man stand der Sache lange Zeit ziemlich ratlos gegenüber, doch ist die Erklärung schon vor einigen Jahren durch W. v. Bezold gefunden worden. Sie liegt in den Vorgängen am Himmel selbst, die jeden normalen Sonnenuntergang begleiten.

---

[1]) Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1897, Nr. 1.

Wenn die Sonne für den Beobachter in der Ebene unter dem Horizonte verschwunden ist, so sind die Gipfel der Berge noch von direkten Sonnenstrahlen beleuchtet, die aber infolge ihres Durchganges durch getrübte Luftschichten rot, goldgelb und orange gefärbt sind. Zugleich erscheint im Osten ein dunkles, blaues Kreissegment, das sich von dem übrigen in rosafarbenen Schimmer getauchten Himmel scharf abhebt; es ist der Erdschatten. Während sich dieser Schatten immer höher am Himmel emporhebt, steigt auch der Schatten an den Bergen immer höher, deren Färbung wird matter, und endlich verlöscht sie, so dass das Gebirge in einem kalten, matten Grau und Blau erscheint, das gegen den frühern Glanz und die frühere Wärme des Tones in einem sehr auffallenden Kontrast steht. Gleichzeitig wird der Himmel dunkler, und nur der helle gelbe Streif im Westen leuchtet intensiver und geht in Orange über, wobei er immer schmäler wird.

Jetzt ist der Moment, wo das Alpenglühen eintreten kann. Es bildet sich dann am Himmel im Westen, oberhalb des gelben Streifens, ein kreisrunder, purpurner Schein, der allmählich hinter jenen hinabsinkt. Das ist das sogenannte erste Purpurlicht. Es ist manchmal so intensiv, dass gegen Westen gekehrte Mauern wieder hellrosa bis fleischfarben werden; der rötliche Schein auf den Bergen — das Wiederglühen — hebt sich effektvoll vom schon dunkel gewordenen Himmel ab. Das ist das wahre Alpenglühen. Es verschwindet wie das Abendrot selbst, indem die Schatten von unten nach oben emporsteigen und es gleichsam verschlingen. Die Erscheinung tritt meist dann ein, wenn die Sonne $3^1/_2—4^1/_2{}^0$ unter den Horizont gesunken ist, wozu sie in unsern Breiten 20—30 Minuten braucht, und ist etwa 40 Minuten nach Sonnenuntergang abgelaufen.

Prof. Dufour in Genf hat dies Phänomen in neuerer Zeit einer genauen Untersuchung unterzogen und gefunden, dass es am schönsten und stärksten bei wechselndem Wetter, vor oder nach einem Witterungsumschlage eintritt. Hohe Luftwärme ist günstig, denn sie vermehrt den Wasserdampfgehalt der untern Luftschichten.

Jedenfalls ist der Grad der Trübung der Luft durch Wasserteilchen oder eigentlichen Staub oder Eisnadeln das Entscheidende. Es müssen die andern Strahlen des Spektrums absorbiert und nur die roten Strahlen durchgelassen werden. Niemals — wenigstens seit Menschengedenken — sind alle Dämmerungserscheinungen so grossartig aufgetreten als im Winter 1883—1884, wo nach dem Ausbruche des Krakatau die Atmosphäre bis in ungeheure Höhen hinauf mit feinstem Staube erfüllt war. Damals war das Purpurlicht viel ausgedehnter und überzog den grössten Teil des Himmels, während es sonst selten das Zenith erreicht. Noch auffallender war aber die Intensität und lange Dauer des zweiten Purpurlichtes, das sonst bei einer Sonnentiefe von 10—12° erlischt, damals aber bis zu einer Sonnentiefe von 18° aushielt. Daraus folgen Trübungen der Atmosphäre bis zur Höhe von 32 *km*. »Das zweite Purpurlicht

ist ein Widerschein des ersten, der durch feine Cirrusschleier besonders begünstigt wird« (Hann). Damals war auch das Widerglühen der Berge in einer wunderbaren Weise zu beobachten.

Das Entscheidende für das Eintreten des Alpenglühens oder besser »Widerglühens« ist also die Trübung der Luft in einem gewissen, bestimmten Grade.«

Mistpoeffers. Mit diesem Namen wird von den Vlämen eine Schallerscheinung, die vom Meere herzukommen scheint, bezeichnet, deren Ursprung aber noch rätselhaft ist. E. van den Broeck hat sich neuerdings mit der Untersuchung dieses Phänomens beschäftigt und eine Menge Beobachtungen darüber gesammelt[1]).

»Die Erscheinung besteht aus dumpfem, langgedehntem Knalle, welcher, nicht von Rollen begleitet, von fernher zu kommen scheint und teils einzeln, teils reihenweise und überall, wo er beobachtet ist, in gleicher Stärke auftritt. Nach dem belgischen Geologen Rutot, giebt das Wort »bum«, dumpf mit fest geschlossenen Lippen gesprochen, die Art des Tones, wie er auf dem Lande beobachtet wird, sehr klar wieder, während an und auf der See das Wort »brrumm« sie kennzeichnet. Ein Beobachter in Vlissingen dagegen sagt: der Mistpoeffer wird am deutlichsten nachgeahmt, wenn man das Wort »up« schnell und kurz ausruft, während man den Atem ausstösst. Die meisten Beobachter stimmen darin überein, dass der Knall mit dem eines Geschützes nicht zu verwechseln ist.

Die verschiedenen Namen für die Erscheinung sind sehr charakteristisch. Die vlämische und holländische Küstenbevölkerung nennt sie Mistpoeffers (sprich Mistpuffers), Mist = Nebel, welcher in vielen Fällen mit dem Auftreten der Erscheinung verbunden ist, und poef = puff, die Schallwirkung bezeichnend. Die vlämischen Fischer nennen sie Zee = puff, die Franzosen renvoi oder hoquet de mer, was »Aufstossen« (Rülpsen) des Meeres bezeichnet, in demselben Sinne, wie man von dem aus dem Magen kommenden Aufstossen spricht. Auch der Name bombes de mer kommt vor, ebenso Zeedoffers = Seeschlag, ferner Mistbommen = Nebelhohlklingen. Auf den holländischen Feuerschiffen nennt man sie Gonzen = Summen, auf den Lootsenfahrzeugen balken = blöken. Die Engländer nennen sie paperbags.

Von der Küsten- und seefahrenden Bevölkerung wird das Auftreten der Erscheinung als Anzeichen schönen Wetters angesehen, thatsächlich tritt sie sehr häufig bei klarem nur wenig bewölktem Himmel und heissem windstillen Wetter auf, wenn infolge der starken Verdunstung eine leichte Nebelschicht (Dies) am Meereshorizonte liegt, und bei unbewegtem, meist spiegelglattem Meere. Sie wird demzufolge

---

[1]) Ciel et Terre 1895. 1896. Ein kurzer Auszug davon in Annalen der Hydrographie 1897. p. 160 u. ff., wonach oben der Text. Eine ausführliche Darstellung findet man in der Gaea 1897.

vorwiegend in den Sommermonaten beobachtet, am häufigsten zwischen Mittag und 3^h nachmittags, nachts ist sie nie gehört worden.

E. van den Broeck hat die Erscheinung gelegentlich geologischer Untersuchungen in der Campine, Belgien, im Jahre 1880 zuerst kennen gelernt und beschreibt den Eindruck derselben folgendermassen:

»Seit dem ersten Jahre meiner geologischen Forschungen im östlichen Teile Niederbelgiens kamen mir mehrfach, namentlich während des Sommers, Knalle zu Gehör, welche, von fernher kommend, kurz, ohne Rollen, etwas dumpf, in mir den Eindruck des »noch nicht Gehörten« hervorriefen und ebensowohl unterirdischen Ursprunges sein als aus der Luft stammen konnten. Anfänglich beschäftigte ich mich nicht weiter mit ihnen; ich nahm an, dass sie das Echo ferner Gewitter seien; liess das Aussehen des Himmels nicht auf das Vorhandensein von Gewittern schliessen, so hielt ich die Töne für das Echo von Geschützfeuer. Allein die häufige Wiederkehr der Erscheinung, welche noch dazu häufig, wenn auch nicht immer, an heissen und schönen Tagen auftrat und in keiner Hinsicht dem Rollen des Donners verwandt war, liess mich die Ansicht aufgeben, es handle sich um das Echo ferner Gewitter. Die Töne waren mir ebenso unerklärlich und aussergewöhnlich wie meinen Begleitern; denn bei der bedeutenden Entfernung unserer Arbeitsplätze von den Artillerie-Schiessplätzen erschien die Annahme, es handle sich um Kanonenschüsse, ausgeschlossen. Überdem giebt es in der ganzen Gegend weder Bergwerke, noch Steinbrüche, vielmehr besteht dieselbe auf ungeheure Ausdehnung hin nur aus Ebenen und Sandhügeln. Wären es zufällige Explosionen gewesen, so würde man in den Zeitungen davon gelesen haben; anderseits waren sie auch nicht vereinzelt, sondern folgten sich meist in Gruppen mit unregelmässigen Zwischenräumen an den Tagen, an welchen sie hörbar waren. Sicherlich lag hier ein Geheimnis.«

Nachdem nun van den Broeck durch Umfragen festgestellt hatte, dass diese Töne nicht nur auf dem Festlande, sondern auch an der Küste und auf der Nordsee in den Hoofden bekannt und dort mit dem Namen Mistpoeffers benannt seien, ging er daran, den Schleier des Geheimnisses zu lüften. Mit Hilfe des Meteorologen am Brüsseler Observatorium, Dr. A. Lancaster, stellte er das geschichtlich über die Erscheinung Bekannte fest, das wir im Auszuge hier folgen lassen.

Schon der Kanzler Bacon (1561—1626) kannte diese geheimnisvollen Töne. In seinen Werken findet sich bei der Besprechung der Anzeichen, welche auf Wind deuten, auch folgende Stelle:

»An extraordinary noise in the sky when there is no thunder is due to wind.«

Demnach scheint das Phänomen bereits seit über 300 Jahren bekannt zu sein.

Der Dichter Thomas Parnell (1679—1717) singt:

»A sound in air presaged approaching rain
And beast to cowert scud across the plain.«

In den »Recherches sur les phénomènes météorologiques de la Lorraine« führt Orly einen alten Wetterspruch an:

»Il y a présage de beau temps, si de tous les côtés on entend bruits lointains.«

Boussingault erzählt: Am 9. Dezember 1827 in Vega di Supia hörte man um $8^h 30^m$ nachmittags im Süden einen Knall. Erdbeben war mit dem Tone nicht verknüpft, die Deklinationsnadel schlug nicht aus, während am Tage vorher nach einem etwa 6^m anhaltenden Erdbeben bei klarem Himmel im SO plötzlich Knalle ohne Rollen gehört waren.

In Verbindung mit Erdbeben, entweder als Vorläufer oder Nachzügler, sind solche Knalle wiederholt bemerkt worden.

Im Ganges-Delta sind ebenfalls unerklärliche Knalle bekannt und unter dem Namen »Barisal Guns« seit 1867 wissenschaftlich behandelt, ohne dass es bisher gelungen wäre, eine befriedigende Erklärung ihres Ursprunges zu finden. Die Gegend ist Erdbeben fast gar nicht unterworfen, und das Auftreten der Töne beschränkt sich zumeist auf eine bestimmte Jahreszeit.

E. van den Broeck ist nun auf seine Anregung hin eine Anzahl Beobachtungen über die Mistpoeffers zugegangen, welche er in »Ciel et Terre« veröffentlicht hat. Ein Anhang zu den vom Königlich niederländischen Meteorologischen Institut herausgegebenen »Onweders, Optische Vershijnselen, Enz.« 1896, **17.**, bringt 44 auf holländischen Feuerschiffen gemachte Beobachtungen. Aus diesen Beobachtungen, von denen viele wegen ihrer Allgemeinheit ausgeschieden werden mussten, und von denen die holländischen die besten sind, ergiebt sich über das Wesen der Mistpoeffers folgendes:

Das Gebiet, in welchem sie beobachtet sind, erstreckt sich von Groningen (Westernieland) im NO bis nach Dünkirchen im SW. Ausser den Beobachtungen in Westernieland liegen aber solche vom Festlande in Holland nicht vor, während in Belgien in der Campine, Limburg, Hageland, Hesbaye, Namur, Hennegau und Ost- und West-Flandern die Mistpoeffers beobachtet wurden, und zwar bis auf 80 Seemeilen Entfernung von der See. An der Küste, bezw. auf See sind Beobachtungen gemacht auf Ameland und dem Terschelling-Feuerschiffe, dann folgt eine grosse Lücke bis zum Feuerschiffe Maas. Von hier nach Westen schliesst sich ein reiches Beobachtungsnetz an, an der Küste Vlissingen, Knocke, Heyst, Blankenberghe, Ostende, Middelkerke, Nieuport, Dünkirchen, auch an der Küste der Normandie ist die Erscheinung bekannt, doch liegen bestimmte Beobachtungen nicht vor. Auf See sind die Mistpoeffers beobachtet auf den Feuerschiffen Schouwen-Bank, Nordhinder, Westhinder, Ruytingen, an der Bergues-Tonne, auf Fahrten zwischen holländischen und

französischen Häfen und auf solchen zwischen belgischen und englischen, bezw. französischen in der Strasse von Dover.

Wie eingangs erwähnt, ruft der dumpfe Knall den Eindruck hervor, als komme er von weither, bei vielen Beobachtungen ist auch die Richtung angegeben, aus welcher er zu kommen schien. Diese ist für Belgien und die Niederlande vorherrschend eine westliche, zwischen NW und SW. Die Herkunft aus östlicher Richtung wurde nur in Westernieland (Groningen) bei allen vier vorhandenen Beobachtungen festgestellt, ferner in Brecht (Campine) und in Hageland (je eine). In Dover[1]) hört man den Knall aus O—OSO, in Dünkirchen aus N. Terschelling-Feuerschiff giebt SSW, Maas-Feuerschiff SW, Schouwenbank-Feuerschiff SW—NNW, Nordhinder-Feuerschiff S—W und Westhinder-Feuerschiff S als Richtung an, während die belgischen Küstenplätze aus NW—W, die binnenlands gelegenen Orte ihn von See her hören. Zwei Beobachter auf See, van Mierlo und der Prof. Léon Gérard, haben jeder für sich zu verschiedenen Zeiten zwischen der Out Ruytingen- und der Bergues-Bank die Mistpoeffers von allen Seiten um das Schiff herum gehört und den Eindruck gehabt, dass sie von unten kämen, so dass beide der Ansicht sind, der Mittelpunkt der Schallerscheinung läge an der angeführten Stelle. Besonders interessant ist die gleichzeitige Beobachtung des Phänomens am 6. April 1896 in Middelkerke und Ostende, welche van den Broeck und ein anderer Beobachter machten.

Dass viele Beobachter besonders aussprechen, eine Verwechslung der Mistpoeffers mit Kanonen- oder Gewehrschüssen sei gänzlich ausgeschlossen, wurde schon oben gesagt. Ein Berichterstatter, der Advokat Goderus in Gent, beschreibt den Eindruck so lebendig, dass wir es uns nicht versagen können, seine Worte in Übersetzung hier folgen zu lassen:

»Ich bin mir darüber klar, dass man die Klangerscheinung an jedem Punkte der Küste in gleicher Stärke hört; aber ich finde, dass die meisten Vergleiche die Erscheinung nicht genügend kennzeichnen. Ich kann nicht finden, dass der Mistpoef dem Rollen des Donners gleicht, das lang anhaltend ist und häufig kurz abbricht, noch einem Kanonenschuss, der kurz und hart ist, noch dem Rollen eines Wagens, das die Häuser erschüttert. Alle diese Geräusche nehmen nur den Gehörsinn in Anspruch, man hört sie, und damit ist's gut. Beim Mistpoef habe ich im Gegenteile immer etwas mehr bemerkt: er richtet sich nicht allein an die Gehörnerven, sondern allgemein an das Nervensystem. Es ist ein brummendes Geräusch, welches das Ohr angreift, man fühlt es, als ob es das Trommelfell durchbrechen wollte, wie man einen nach dem Bade im Ohre verbliebenen Wassertropfen fühlt. Das Geräusch ist sicher mit Schwingungen

[1]) »Les hoquets de mer«. Revue maritime, Dec. 1896. Ingénieur hydrographe van Mierlo.

verbunden, welche man nicht als Ton hört, sondern welche man wie ein Erzittern empfindet, und ich glaube, dass hierin der Grund liegt, dass einige Beobachter die Empfindung hatten, als bebe die Erde. Das Surren, welches man häufig bei Dampfkesseln hört, übt auf mich eine gleichartige Wirkung aus wie die Mistpoeffers, ein Gefühl, das von vielen Personen, welche ich auf die Erscheinung aufmerksam machte, geteilt wird.«

Der Knall tritt entweder vereinzelt oder reihenweise auf. In letzterem Falle sind bis zu sechs aufeinanderfolgende Knalle gehört, deren Intervalle zwischen $^1/_2{}^s$ und $2-3^s$ schwanken; es sind an demselben Orte auch Mistpoeffers am Vor- und Nachmittage beobachtet worden. Nach Tageszeiten wurden Mistpoeffers beobachtet: zwischen Mitternacht und 2^h vormittags überhaupt nicht, zwischen $8-12^h$ nachmittags nur je einmal, so dass man sagen kann, die Erscheinung tritt nachts im allgemeinen nicht auf. Am häufigsten ist sie um 3^h nachmittags beobachtet, dann um 1^h, 2^h und 4^h nachmittags, so dass das Maximum ihres Auftretens in die heisseste Tageszeit fällt, dann folgt die Zeit zwischen $8-12^h$ vormittags und schliesslich die Stunden um Sonnen-Auf- und -Untergang. Über das Jahr verteilen sich die Beobachtungen folgendermassen: Januar und Dezember je eine, das Maximum liegt im Juli, dann folgt September, August und April, Mai, Juni, so dass die Erscheinung in den Sommermonaten am häufigsten vorkommt, in den Wintermonaten fast gar nicht und im Spätherbste und Frühlinge nur vereinzelt.

Was nun die Witterungsverhältnisse anlangt, unter welchen die Mistpoeffers auftreten, so weisen die veröffentlichten Beobachtungen hier noch viele Lücken auf. Es wurde eingangs angeführt, dass die Erscheinung nur an heissen Tagen, bei klarem Himmel, Windstille, glatter See beobachtet werde bei gleichzeitigem Vorhandensein von Nebel. Da die vorliegenden Beobachtungen nun nicht alle nach einem bestimmten Muster gemacht sind — ausgenommen die des Leuchtturmes Ostende und der niederländischen Feuerschiffe —, so lässt sich nicht übersehen, ob in den Fällen, wo Angaben über einzelne dieser Witterungserscheinungen fehlen, dies seinen Grund in Unkenntnis des Beobachters oder in dem Umstande hat, dass die vorangeführten, als charakteristisch von einer Zahl von Beobachtern angeführten meteorologischen Verhältnisse, bei der Beobachtung nicht vorhanden waren. Zu der Untersuchung konnten daher nur 72 Beobachtungen herangezogen werden, und zwar 24 vom Leuchtturme Ostende, in denen aber Angaben über den Zustand der See fehlen, 44 von niederländischen Feuerschiffen, welche keine Temperaturangaben enthalten, und vier weitere von van den Broeck veröffentlichte, welche keine Angaben über den Zustand der See enthalten. Im übrigen sind diese 72 Beobachtungen vollständig und ergeben folgende Verhältniszahlen für die Häufigkeit der meteorologischen Begleiterscheinungen:

Wind			
Stille	Stärke 1	Stärke 2	Stärke 3
19%	53%	22.4%	5.6%

Nebel	heit. Himmel	bewölkt Himmel	hohe Temp.	glatte See
32%	50%	43%	89.3%	65%

bewölkt Himmel			
leicht	mäss.	stark	bezogen
8.3%	11.1%	9.6%	14%

Aus diesem Zahlenverhältnisse ergiebt sich, dass in der Mehrzahl der Fälle Stille oder ganz leichter Zug, Stärke 1, geherrscht hat bei klarem, bezw. mässig bewölktem Himmel, und für die betreffende Jahreszeit hoher Luftwärme und glatter See, dass dagegen Nebel, bezw. diesiger Horizont nur in $^1/_3$ aller Fälle bemerkt wurde.

Es ergiebt sich aber auch aus diesen Ausführungen unwiderleglich, dass das vorhandene Material nicht ausreicht, um die äussern, besonders die meteorologischen Vorbedingungen für das Auftreten der Mistpoeffers zweifelsfrei festzustellen, und die Notwendigkeit, zur Aufklärung dieser rätselhaften Erscheinung nach einheitlichen Grundsätzen Beobachtungen zu sammeln. Da die meteorologischen Verhältnisse, unter denen die Mistpoeffers zumeist beobachtet wurden, auch solche sind, welche der Fortpflanzung des Schalles besonders günstig sind, so dürfte es sich zunächst darum handeln, festzustellen, ob nicht die an jenen Küsten nicht seltenen Schiessübungen mit Küsten-, bezw. Schiffsgeschützen die Ursache der behandelten Erscheinung sind, deren weite Fortpflanzung eben durch die so sehr günstigen atmosphärischen Verhältnisse begünstigt wird.«

21. Klimatologie und Wetterprognosen.

Die Häufigkeit der Frost-, Eis- und Sommertage in Norddeutschland innerhalb der Zeit von 1880—1894 ist von G. Schwalbe studiert worden [1]). Wegen der einzelnen Tabellen, die der Abhandlung beigegeben sind, muss auf das Original verwiesen werden, hier sind nur die allgemeinen Ergebnisse, die der Verf. aus ihnen ableitet, mitzuteilen.

Man bemerkt zunächst, in welch' auffallender Weise sich der Unterschied der maritimen und kontinentalen Lage geltend macht, und wie die Zahl der Eis- und Frosttage mit dem Verlaufe der Winterisothermen eng zusammenhängt. »So hat Helgoland, dessen Station sich auf dem Oberlande in 44 *m* Seehöhe befindet, nur 59 Frosttage im Jahre, während das in annähernd derselben Seehöhe (83 *m*) aber 2° südlicher gelegene Braunschweig 85 aufweist, und selbst das etwa 4° südlicher gelegene Wiesbaden noch 72 zählt.

Die Nähe ausgedehnter Wasserflächen wirkt, wie zu erwarten, in der Weise ein, dass durch sie eine bedeutende Verminderung in

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 161.

der Zahl der Frosttage erzielt wird, wie man am besten an den ostdeutschen Stationen erkennen kann: Die küstennahen Orte (Memel, Königsberg) haben etwa dieselbe Anzahl von Frosttagen, wie die weit südlicher gelegenen Stationen Schlesiens. Daneben spielt naturgemäss die geographische Länge der Stationen eine grosse Rolle, indem östlicher gelegene Orte eine grössere Anzahl von Frosttagen aufweisen, als weiter im W gelegene. Es entspricht dies den normalen Verhältnissen im mitteleuropäischen Winter. Besonders deutlich tritt diese Thatsache hervor, wenn wir die Frosttage in einem einzelnen Monate, etwa im Januar, betrachten. Während der Osten (abgesehen von der Schneekoppe) bis zu 29 zählt, sinkt diese Zahl im Westen bis auf 17 herab. Ein weiterer Faktor, welcher hier bestimmend wirkt, ist die Seehöhe: Mit Zunahme derselben nimmt auch die Zahl der Frosttage zu. Die am höchsten gelegene der angeführten Stationen, die Schneekoppe (1603 *m*), hat auch die bei weitem grösste Zahl von Frosttagen, nämlich 211; es ist hier kein Monat frostfrei. Allerdings kann auch in verhältnismässig tiefen Lagen die Zahl der Frosttage eine ungemein grosse sein, was namentlich dann der Fall ist, wenn die Gestaltung des Bodens dem Ansammeln kalter Luft günstig ist, wie dies z. B. in Thalkesseln während klarer Nächte der Fall zu sein pflegt. Auf diese Weise erklären sich die Kälteinseln zu Eichberg in Schlesien, zu Lauenburg in Pommern u. s. w. Auch die Beschaffenheit des Bodens ist von wesentlichem Einflusse: Feuchter Boden, besonders Moorboden, ist starken Temperaturschwankungen günstig. Nur auf diese Weise lässt sich die verhältnismässig hohe Zahl von Frosttagen in einigen Teilen Westfalens, z. B. in Münster, erklären. Fassen wir kurz die Resultate zusammen, so sind dieselben folgende:

1. Die Zahl der Frosttage innerhalb des norddeutschen Beobachtungsgebietes ist nahezu unabhängig von der geographischen Breite.

2. Mit der Annäherung an das Meer und daher namentlich in der Richtung von O nach W nimmt die Zahl der Frosttage ab.

3. Mit zunehmender Seehöhe wächst die Zahl der Frosttage. In niedern Lagen ist dieselbe namentlich in »Thallagen« eine unverhältnismässig grosse.

4. Die Bodenbeschaffenheit ist von grossem Einflusse. Feuchter Moorboden erhöht die Zahl der Frosttage.

Wenn diese Gesetzmässigkeit bei Betrachtung der Jahressummen weniger scharf hervortritt, weil die lokalen Verhältnisse auf die Zahl der Frosttage in den Frühjahrs- und Herbstmonaten einen ausserordentlich grossen Einfluss ausüben, so tritt dieselbe um so deutlicher hervor, wenn man die Zahl der Frosttage während des meteorologischen Winters (Dezember bis Februar) betrachtet. In der That wird man nur wenige Stationen finden, welche man nicht unter die oben angeführten Gesichtspunkte bringen könnte. Weit mehr als bei den Jahressummen tritt hier die grössere Begünstigung des Westen und der küstennahen Gegenden hervor.«

Die Tabelle, welche die mittlere Zahl der Eistage (an welchen auch das Maximum der Temperatur unter 0° bleibt) enthält, zeigt, dass sich der Einfluss der geographischen Breiten hierauf unverkennbar geltend macht. Der Südwesten des Gebietes (Trier, Darmstadt) erscheint nämlich in dieser Hinsicht entschieden vor dem Nordwesten (Helgoland) bevorzugt. Der Osten ist wiederum besonders ungünstig gestellt. Die Stationen östlich der Elbe haben allgemein mehr als 20 Eistage im Jahre; ihre Zahl steigt im äussersten Nordosten bis auf über 47. Die Seehöhe ist von noch weit grösserem Einflusse als bei den Frosttagen. Es ist dies leicht erklärlich, wenn man bedenkt, dass die Temperaturabnahme mit der Höhe zur warmen Tageszeit eine viel bedeutendere ist, als in den Nachtstunden. Die Schneekoppe mit 138 Eistagen übertrifft sämtliche übrigen Stationen um ein Bedeutendes. Dagegen machen sich örtliche Verhältnisse so gut wie gar nicht geltend. Die Zahl der Eistage zu Eichberg und Lauenburg in Pommern unterscheidet sich in nichts von derjenigen der umgebenden Stationen. Allgemein lassen sich folgende Gesetze aufstellen:

1. Die Zahl der Eistage nimmt in der Richtung von SW nach NO schnell zu.

2. Dieselbe wächst ferner schnell mit zunehmender Seehöhe. Durchschnittlich dürfte bei 100 *m* Steigung die Zahl der Eistage sich um etwa sechs vermehren.

3. Örtliche Verhältnisse üben keinerlei oder doch nur sehr geringfügigen Einfluss aus.

Auf eine Erscheinung möge noch aufmerksam gemacht werden. Schon mehrfach ist namentlich durch Hellmann [1]) darauf hingewiesen worden, dass die der Ostsee benachbarten Landesteile im Spätwinter (Februar, März) ganz ausserordentlich kalt sind. Die Erklärung hierfür ist darin zu suchen, dass die Eisbedeckung der nördlichen Ostsee abkühlend auf die angrenzenden Landesteile bis weit nach S hin wirkt. Da der NO Europas im Spätwinter bei vorhandener Eisdecke als eine ausgedehnte Landmasse anzusehen ist, so wird gerade um diese Jahreszeit besonders häufig ein Hochdruckgebiet über jenen Gegenden lagern, so dass namentlich der östliche Teil der deutschen Ostsee noch oft von den aus denselben abfliessenden nordöstlichen Winden beeinflusst wird, während in grösserer Entfernung von diesem Hochdruckgebiete die stärkere Erwärmung durch die bereits höher stehende Sonne sich mehr geltend macht. Dies zeigt sich auch wiederum in unserem Falle bestätigt: Sowohl die Zahl der Frosttage als auch diejenige der Eistage ist im Februar und März bei den an die Ostsee grenzenden Stationen ausserordentlich gross; Memel zählt im Februar sogar beinahe eben soviel Eistage als im Januar. Memel und Königsberg haben selbst im

[1]) G. Hellmann: Über die Veränderlichkeit der Temperatur in Norddeutschland.

März noch nahezu ebenso viele Frosttage als im Januar, während z. B. in Trier sich die Zahl derselben in diesen zwei Monaten um acht verringert hat.

Der Vergleich der fünfzehnjährigen mit den langjährigen Mitteln führt zu dem überraschenden Resultate, dass in bezug auf die Zahl der Eistage die zehnjährigen Mittel an allen vier Stationen nahezu mit den langjährigen übereinstimmen, so dass dieselben ungefähr als die normalen Werte angesehen werden können.«

Die Tabelle, welche eine Übersicht über die Zahl der Sommertage giebt, zeigt sofort, dass wir es hier mit einer ganz andern Verteilung der Temperatur zu thun haben, als bisher, wie dieselbe eben der warmen Jahreszeit entspricht. »Eine besonders hohe Zahl von Sommertagen weist der Süden des Gebietes auf, und zwar sowohl der Südwesten (Trier, Darmstadt) als auch der Südosten (Ratibor), woselbst bis über 40 beobachtet werden.

Langsam und mit mehrfachen, wohl durch die Bodenbeschaffenheit bedingten Unterbrechungen nimmt die Zahl der Sommertage nach N hin ab, bis mit der Annäherung an die Küste ein plötzlicher und ausserordentlich schneller Abfall eintritt; denn während z. B. Königsberg noch 28 zählt, hat Memel deren nur noch 13. Das Minimum findet sich im Nordwesten (Helgoland 3, Westerland 4). Es macht sich demnach die Erwärmung der kontinentaler gelegenen östlichen Landesteile im Sommer in der Weise geltend, dass unter sonst gleicher Breite und gleicher Entfernung von der Küste östlicher gelegene Stationen mehr Sommertage aufweisen, als weiter im Westen gelegene.

Ausserordentlich deutlich tritt ferner der Einfluss der Seehöhe hervor, ist doch die Temperaturabnahme mit der Höhe im Sommer und zur warmen Tageszeit besonders stark. In Klausthal ist die Zahl der Sommertage nur ein Drittel von der in Braunschweig beobachteten. Auf der Schneekoppe gab es während der Periode 1880 bis 1894 überhaupt nur einmal eine Temperatur von über 25°, nämlich am 20. August 1892; es wurden damals 25.9° beobachtet, während in der Ebene (Breslau) an diesem Tage 36.9° herrschten.

Im allgemeinen gelten demnach für die Verteilung der Sommertage folgende Gesetze:

1. Es macht sich ein grosser Unterschied zwischen Küste und Binnenland geltend, indem an der Küste erheblich weniger Sommertage zur Beobachtung gelangen, als weiter im Innern.

2. Im Binnenlande sind die Unterschiede im allgemeinen gering, doch ist eine Zunahme in der Richtung von N nach S unverkennbar.

3. Auf dem ganzen Gebiete, sowohl an der Küste als auch im Binnenlande, findet man unter gleicher Breite mehr Sommertage im Osten als im Westen.

4. Mit zunehmender Seehöhe nimmt die Zahl der Sommertage schnell ab.

Bei dem Vergleiche des fünfzehnjährigen Mittel mit dem vieljährigen erwies sich die Periode 1880 bis 1894 wiederum an allen vier Stationen als sehr normal, so dass es wahrscheinlich erscheint, dass das Verhältnis an den übrigen Orten ein gleich günstiges ist, wenngleich dies nicht direkt nachgewiesen werden kann.

Nachdem im vorstehenden eine allgemeine Darstellung der Verteilung der Frost-, Eis- und Sommertage gegeben worden ist, soll noch versucht werden, einige spezielle Schlussfolgerungen aus den Tabellen zu ziehen. Bei aufmerksamer Betrachtung derselben wird es auffallen, dass an den meisten Stationen die Zahl der Frosttage im Mai so gering ist, dass man in diesem Monate höchstens jedes dritte oder vierte Jahr auf Frost rechnen dürfte. Ja, einige Stationen des SW, z. B. Wiesbaden, waren in der Periode 1880 bis 1894 überhaupt frostfrei. Dies steht mit der allgemeinen Erfahrung im offenbaren Widerspruche, dass fast in jedem Jahre im Mai der Pflanzenwelt durch Frost empfindlicher Schaden zugefügt wird; gerade in den südwestlichen Landesteilen, woselbst im Frühjahre die Vegetation besonders weit vorgeschritten zu sein pflegt, ist der Frostschaden an Weinstöcken und andern empfindlichen Pflanzen meist ein bedeutender. Der Grund dieses scheinbaren Widerspruches ist darin zu suchen, dass in klaren und stillen Nächten die Oberflächen von Gegenständen sich weit stärker abkühlen als die Luft, so dass die Pflanzenteile eine Temperatur von weit unter 0° annehmen können, während die Luft in geringer Höhe über dem Erdboden noch lange nicht so sehr erkaltet ist. Ein Frosttag in diesem Sinne ist wohl zu unterscheiden von dem »Frosttage« im meteorologischen Sinne.

Letzterer dürfte eher, wenn auch nicht absolut, so doch annähernd, mit dem Begriffe »Wintertag« identisch sein, während man die Tage mit Frosterscheinungen überhaupt treffend als »Tage mit Nachtfrost« bezeichnen kann. Dieselben zeichnen sich durchweg durch mehr oder weniger starke Reifbildung aus und es liegt daher eine möglichst genaue Aufzeichnung der Tage mit Reif im Interesse der landwirtschaftlichen Meteorologie.

Betrachten wir zum Schlusse noch die Tabelle, welche über die Zahl der Sommertage Aufschluss geben soll. Diese Zahl könnte gering erscheinen; sie ist es aber durchaus nicht, wenn wir bedenken, dass unter »Sommertagen« nur diejenigen verstanden sind, an welchen das Maximum der Lufttemperatur 25° C. überschreitet. Es deckt sich eben wiederum die Bezeichnung der Meteorologen nicht mit dem eigentlichen Begriffe eines Sommertages; indem nicht alle sommerlich warmen, sondern nur diejenigen Tage unter diesem Namen zusammengefasst sind, an welchen die Wärme uns lästig zu werden pflegt. Die Bezeichnung »Hitzetage« oder »heisse Tage« dürfte daher entschieden zutreffender sein.«

Die klimatischen Verhältnisse von Edinburgh sind von Mossmann auf Grund 138jähriger Aufzeichnungen untersucht worden [1]), besonders auch von dem Gesichtspunkte aus, ob die Witterung in der Zeit seit 1731 eine allgemeine Änderung erlitten habe. Das Resultat der Untersüchung ist, dass keine merkliche Änderung stattgefunden hat. Die mittlere Temperatur, Druck, Regenfall und die Richtung des Windes waren dieselben wie gegenwärtig, und auch die relative Verteilung gewisser Erscheinungen im Jahre zeigt keinerlei Veränderung. Die mittlere Temperatur und Feuchtigkeit, wie sie bei verschiedenen Winden beobachtet wurde, wurde für verschiedene Perioden zusammengestellt, und zwar einschliesslich 1731—1736 und 1887—1894. Es ergab sich dabei das Resultat, dass im wesentlichen die klimatischen Verhältnisse der Winde dieselben in der neuesten Zeit und im Beginne des 18. Jahrhundertes waren.

In bezug auf Wetterperioden wurden die Daten nach Bloxam's Methode ausgeglichen, um Unregelmässigkeiten zu eliminieren. Die so erhaltenen Werte wurden graphisch aufgetragen, und es zeigte sich dabei, dass keinerlei Cyklus oder Cyklen bemerkbar waren, im Gegenteile die warmen und kalten, trockenen und feuchten Perioden zeigten grosse Unregelmässigkeiten.

Im allgemeinen gesprochen, kann man sagen, dass von 1777 bis 1809 warme Sommer und kalte Winter, dagegen von 1860 bis 1892 umgekehrte Verhältnisse vorwiegend waren. Es liegt also ein gut Teil Wahrheit in dem Volksglauben, aber es liegt kein Grund vor, zu behaupten, dass der Wechsel ein andauernder sei.

Ein sehr bemerkenswertes Ereignis waren die grossen Schneestürme während des ersten Viertels des gegenwärtigen Jahrhunderts. Diese nordischen Besucher waren von einer Strenge, Ausdehnung und Dauer, wie man sie in der neuern Zeit nie beobachtet hat. Eine andere interessante Thatsache war die ungewöhnliche Häufigkeit der Gewitter in den letzten 25 Jahren. Die wärmsten Jahre waren 1779 und 1846 mit Mitteltemperaturen von 9.8° C., während das kälteste Jahr 1879 war mit einer Mitteltemperatur von 6.6° C. Der wärmste Monat war der Juli 1779, der kälteste Januar 1814, die Mitteltemperaturen waren bezw.: 18.4 und —3.1° C. Das nasseste Jahr war 1872 mit einem Regenfalle von 990 *mm*, das trockenste 1826 mit 388 *mm*. Die Mitteltemperatur ist 8.2° C., die mittlere Niederschlagssumme 657 *mm*.

Trockenheiten werden von Mossmann definiert als Perioden von mehr als 14 Tagen, in welchen absolut kein Niederschlag fiel. Als starke Regen sollen jene bezeichnet werden, bei welchen 1 Zoll (25 *mm*) und mehr in 24 Stunden fielen. Die zur Diskussion verwendbaren Daten erstreckten sich über 92 von den letzten 126 Jahren. Die Beobachtungen der andern 34 Jahre konnten nicht verwendet werden, weil der Regen nicht täglich gemessen wurde.

---

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 152 ff.

Trockenheiten durch 14 Tage waren am häufigsten im Juni, es wurden zehn Fälle unter 65 notiert; November kommt an letzter Stelle mit nur zwei Fällen. In 16 Fällen waren 20 oder mehr aufeinanderfolgende Tage ohne Regen, und in fünf von diesen fiel durch vier Wochen kein Regen. Die längste Trockenheit währte vom 24. Mai bis 25. Juni 1786, es waren 33 Tage ohne jeden Niederschlag.

Die Jahre 1786, 1825, 1829 und 1867 hatten jedes drei Trockenperioden, dagegen wurden von Februar 1787 bis Juli 1795, d. i. in über 80 Jahren, keine beobachtet.

Die Gesamtsumme der starken Regen in der besprochenen Periode war 165, d. i. etwa zwei Fälle pro Jahr. Die grossen Regenfälle waren aber in der willkürlichsten Art verteilt; nicht weniger als acht kamen im Jahre 1808 vor, während nicht ein Fall von September 1884 bis August 1889 vorkam. Die meisten Fälle traten im August ein (33), aber sehr wenige im Frühjahre (17). Selten waren die grossen Niederschläge mit Gewittern verbunden, die meisten kamen vor, wenn sich eine kleine lokale Depression nach O bewegte. Die Fälle wurden auch je nach der Windrichtung untersucht, wobei auf 1000 Tage jeden Windes die folgenden Anzahlen starker Regen entfielen:

N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
6	10	9	6	2	3	3	4

also in der Majorität der Fälle bei Seewind.

Die Sonnenstrahlung in verschiedenen Gegenden Italiens ist von P. Tacchini untersucht worden[1]), auf Grund der Beobachtungen zu Rom, Turin, Padua, Aquila, Lecce und Palermo. Der Zeitraum, über den die Beobachtungen sich erstrecken, ist zu kurz, um sichere Werte dieser klimatischen Konstanten zu geben, indessen bieten sie doch einen ersten Anhaltspunkt für den allgemeinen jährlichen Gang der Sonnenstrahlung in verschiedenen Teilen Italiens. In einer Tabelle sind die relativen Werte der mittlern Insolation für jede Dekade eines jeden Monates und der relative Insolationskoeffizient, d. h. das Verhältnis zwischen der beobachteten Insolation und der Tagesdauer (der möglichen Sonnenstrahlung), zusammengestellt. Es ergiebt sich, dass das Maximum der Insolation pro Tag in die zweite Dekade des Juli fällt in Aquila, Rom, Lecce und Palermo, während es in Padua auf die dritte Dekade übergeht und sich auch in der ersten und zweiten Dekade des August noch hoch hält; in Turin tritt das Maximum in der zweiten Dekade des August auf. Diese Verschiebung im Po-Thale hängt offenbar zusammen mit der Gewitterperiode dieser Gegenden. Der Monat stärkster Sonnenstrahlung ist demnach der Juli für die Stationen Padua, Rom, Aquila, Lecce und Palermo, und der August für Turin.

[1]) Rendiconti Reale Accad. dei Lincei 1897. Ser. 5. 6. (1) p. 199.

Das Maximum der Sonnenstrahlung tritt in Turin im Januar ein und im Monat Dezember für alle übrigen Stationen. Bezüglich der jährlichen Insolation findet man das Minimum (157.07 Stunden Dekadenmittel) in Turin und das Maximum (242.93) in Lecce; die übrigen Stationen sind verhältnismässig wenig voneinander verschieden und zeigen eine von N nach S zunehmende Insolation. Merkwürdigerweise findet sich an allen sechs Stationen eine Abnahme der Dauer des Sonnenscheines in der zweiten Dekade des März.

Das Klima Astrachans wurde von F. Schperk in einem grossen, russisch geschriebenen Werke dargestellt, von dem A. Woeikof eine lichtvolle Analyse giebt[1]).

Das Klima Astrachans ist trotz der Nähe des Kaspisees ein sehr kontinentales, weil O- und NO-Winde sehr vorwalten und teils direkt trockene Luft aus den Steppen bringen, teils darum trocken sind, weil sie aus kältern Gegenden kommen, die Luft also sich von dem Sättigungspunkte entfernt. Die Niederschläge sind in allen Monaten gering, und der Menge nach gehört Astrachan keinem bestimmten Gebiete an, die Zahl der Tage mit Niederschlag, wie auch die relative Feuchtigkeit und Bewölkung sind in den kältern Monaten grösser als in den wärmern. Wenn der Kaspisee keinen sehr bedeutenden Einfluss auf das Klima Astrachans ausübt, so ist es doch bei weitem nicht so trocken, als in der Umgegend in derselben Entfernung vom See, denn das Wolgadelta mit seinen zahlreichen Armen und namentlich seinen hohen Schilfsümpfen bereichert die Luft mit Wasserdampf. Wie gross dieser Einfluss ist, kann noch nicht entschieden werden, denn die einzigen Beobachtungen in der Nähe der Stadt wurden an Orten gemacht, welche viel mehr unter dem Einflusse der Gewässer stehen als Astrachan.

Der Verf. bemerkt, für das Klima wären die Antizyklonen Westsibiriens und Turkestans ebenso wichtig, wie die vom Atlantic kommenden Zyklonen für das Klima Nord- und Westrusslands.

Die Stürme in Astrachan sind meistens antizyklonische oder zwischen Zyklonen und Antizyklonen, und die überhaupt vorwaltenden NO- und O-Winde sind auch die häufigsten bei Stürmen, jedoch auch W-Windrichtungen kommen vor.

Über die kältesten und wärmsten Mitteltemperaturen der einzelnen Monate finden wir folgende Betrachtungen:

Januar 1848 mit —17.8° war der kälteste Monat in Astrachan, am nächsten kommt ihm Januar 1838 —15,5°. Kein Januar in 48 Jahren hatte sonst eine Temperatur unter —11.7°[2]). Der wärmste 1879 hatte —0.9°.

Der kälteste Februar 1748 hatte —11.9°, sonst noch 5 unter —11°. Der wärmste 1844 0.4°.

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 254.

[2]) Später sind wieder kältere Monate vorgekommen, namentlich Januar 1893 —14.1°.

Der kälteste März 1860 mit —7.8° übertraf alle andern Märze bedeutend, der nächst kälteste in 1841 hatte —5.5°, der wärmste 1877 4.7°, und war etwas wärmer als der kälteste April 1854, welcher eine Temperatur von 4.4° hatte, der wärmste in 1872 hatte 14.7°.

Der kälteste Dezember 1839 hatte —10.4°, sehr nahe kommt ihm 1862 mit —9.7°, der wärmste 1874 3.8° und zweimal noch über 3.8°.

Der Verf. berechnete die Mitteltemperaturen der einzelnen Tage für 16 Jahre, als Winter werden die Tage bezeichnet, welche im Mittel eine Mitteltemperatur unter 0° haben, als Frühlings- und Herbsttage zwischen 0° und 15° und Sommertage über 15°; so dauert in Astrachan im Mittel

der Winter	96	Tage,	Anfang	8. Dezember,
» Frühling	50	»	»	15. März,
» Sommer	145	»	»	5. Mai,
» Herbst	74	»	»	26. September.

Also ein relativ kurzer Frühling und ein langer Herbst.

Dies ist dadurch bewirkt, dass im Südosten des europäischen Russland und der benachbarten Steppen Turkestans Februar und März relativ sehr kalt sind, von April an aber sozusagen das kontinentale Klima zur Geltung kommt und die Erwärmung rasch fortschreitet.

Nach Wahlen[1]) fällt im 44jährigen Mittel der kälteste Tag in Astrachan auf den 2. Februar —8.8° und die vier ersten Tage des Februar haben Temperaturen unter —8°, im Januar ist dies an fünf Tagen der Fall, jedoch nur an zwei aufeinanderfolgenden. Der 2. März hat noch —4.7°, der erste Tag über Null ist der 20. März mit 0.04°, am 17. April wird 10.1° erreicht, und die Temperatur steigt rasch bis zum 19. Mai, sie ist dann 19.6° und sinkt bis zum 22. auf 18.6°. Dies ist der erheblichste Rückgang vom 2. Februar an. Die Temperatur steigt dann, mit kurzen Rückgängen, bis zum 15. Juni, 23.2° erreichend, und sinkt bis zum 20. auf 22.7°. Diese Abkühlung, meistens mit Trübung und Niederschlägen begleitet, ist überhaupt an der mittlern und untern Wolga bekannt.

Die höchste Temperatur 26.1° ist am 16. Juli und sinkt sehr langsam, mit häufigen Unterbrechungen, bis zum 11. August, dem letzten Tage mit 25°. Noch in der ersten Hälfte des September ist die Abnahme langsam, dann rascher, so z. B. am 14. 18.0°, am 27. 14.0°, am 2. Oktober 13.7°, 1. November 6.5°, 25. November 0.9°, im Dezember ist der Gang unregelmässig, noch am 10. —1.6°, am 21. —6.6°, vom 23. bis zum 29. über —5°.

Nach der Berechnung Wahlen's (nach der Lambert-Bessel'schen Formel) fällt das Minimum auf den 26. Januar, das erste Medium 79 Tage später, das Maximum auf den 20. Juli, d. h. 95 Tage

[1]) Wahre Tagesmittel an 13 Stationen des russischen Reiches.

nach dem Medium, das zweite Medium 91 Tage nach dem Maximum und das Minimum 100 Tage nach dem Medium. Die steigende Temperatur dauert also 174 Tage, die fallende 191 Tage.

Sehr dankenswert sind die Zahlen und namentlich die Bemerkungen über das Gefrieren der Wolga und des benachbarten Teiles des Kaspisees. Der mittlere Tag des Eisganges für 80 Jahre, von 1804 — 1884 mit Lücken, ist der 24. März; am frühesten 21. Februar (1855), spätestens 18. April (1832). Im Februar Eisgang dreimal, im April fünfzehnmal. Gefrieren des Flusses im Mittel am 13. Dezember, am frühesten 9. November (1853) und 13. November (1805), am spätesten 6. Februar (1857) und 30. Januar (1812). Im Winter 1770 — 1771 soll der Fluss gar nicht zugefroren sein.

Einige Bemerkungen über den Gang des Gefrierens des Kaspisees in der Nähe des Wolgadeltas mögen hier Platz finden. Der See ist hier sehr seicht, das Wasser fast süss. Im Winter bilden sich sogenannte Torosse, d. h. Eisschichtungen, welche dadurch entstehen, dass starke Seewinde (S und SO) das dünne Eis brechen und auf schon festeres, weil älteres Eis näher am Ufer schichten. Es bilden sich Torosse bis zu 1 Werst im Durchmesser und 3 Saschen (etwa 7 *m*) Höhe. Die untere Eisfläche bricht unter der Last und senkt sich bis an den Grund, und, wenn starker Frost kommt, frieren sie auf dem Grunde fest. Dieses geschieht am häufigsten in dem seichtesten NO-Teile des Kaspisees. Ausserdem zerbrechen die schwimmenden Eisfelder unter dem Einflusse der Zu- und Abnahme der Wasserhöhe und durch den Einfluss starken Frostes. Wenn dann Seewinde kommen, wird das Eis aufeinander geschichtet; kommen Landwinde (W und NW), so wird das Eis seewärts getrieben, und die Eisschollen werden voneinander getrennt. Nicht selten verunglücken Fischer und Seehundjäger durch solchen Eisbruch, namentlich wenn die Landwinde andauern.

An den Ufern des Kaspisees, wo im Sommer eine echt tropische Hitze herrscht, kann man also im Winter Bilder sehen, welche an die Berichte von Weyprecht, Nansen und anderer Polarforscher erinnern.

Die Wetterprognosen auf längere Zeit voraus in Indien bildeten den Gegenstand einer lichtvollen Darstellung von Douglas Archibald[1]). Die Aufstellung der Monsunprognosen in Indien beruht gegenwärtig auf drei oder vier Hauptsätzen, deren Gründe bis jetzt nur teilweise verstanden werden. Verknüpft damit wird ein bedeutender Betrag von Deduktion aus rationellen Hypothesen, Vergleichung mit gegenwärtigen und vorhergehenden Zuständen auf den massgebenden Gebieten, Analogie mit ähnlichen Zuständen in frühern

[1]) Annalen der Hydrographie 1897. p. 128 ff.

Jahren und Abänderung des gewonnenen Resultates gemäss der erkannten Andauer örtlicher Abweichungen.

Die bestimmenden Einflüsse können eingeteilt werden in 1. örtliche und 2. allgemeine. Die örtlichen Einflüsse, welche früher als die wichtigsten und thatsächlich entscheidenden Ursachen des Monsuns angesehen wurden, haben sich in den letzten Jahren, besonders seit der Veröffentlichung der Wetterkarten vom Indischen Ozean, als denjenigen untergeordnet erwiesen, die offenbar die Stärke und Eigenschaften der Monsunströmung selbst regieren.

Für den Sommer oder den Südwestmonsun sind diese örtlichen Einflüsse folgende:

a) Der Schneefall in der vorhergehenden kalten Jahreszeit, und b) die lokalen Anomalien über Indien und den angrenzenden Meeren während der dem Monsun vorhergehenden Monate, die auf den monatlichen Abweichungskarten erkennbar werden. Eine Zeitlang glaubte man, in dem erstern den Schlüssel für das Problem der Dürren und der schweren Regen über dem ganzen Lande gefunden zu haben, indem spärlicher Regen auf grossen Schneefall folgte. Die Erfahrung hat indessen gezeigt, dass zwar reichlicher Schneefall auf dem Himalaya, besonders spät im Frühlinge, wie im April und Mai, einen ausgesprochenen Einfluss ausübt, indem er den Eintritt des Monsuns verzögert, bezw. seinen Fortschritt hemmt über denjenigen Teilen von Oberindien, welche die von diesem exzessiven Schneefalle betroffenen Gebirge umsäumen, dass aber das Gegenteil nicht so wirksam sich zeigt, und dass die Wirkung durch den Einbruch eines besonders kräftigen Monsuns in Indien aufgehoben werden kann. Dieser letztere Umstand wird aber durch Einflüsse reguliert, welche mit dem Kreislaufe der Atmosphäre in allen Höhen und über einer ganzen Halbkugel zusammenhängen und daher viel zu gross sind, um ernstlich durch die lokale Gegenwirkung eines vergleichsweise kleinen, mit Schnee bedeckten Gebietes verändert zu werden.

Dennoch sind die Berichte über den winterlichen Schneefall im Himalaya von beträchtlicher Wichtigkeit bei der Abschätzung der komplexen Wahrscheinlichkeit eines frühen oder späten, günstigen oder ungünstigen Monsuns, und bilden eine der öffentlich anerkannten Grundlagen, auf welchen die endliche Vorhersagung im Mai aufgebaut wird.

Der zweite, einst als alles entscheidend und auch jetzt als sehr bedeutsam in der Bestimmung der durchschnittlichen örtlichen und provinziellen Schwankungen des Wetters während des Monsuns angenommene Faktor b) wird nach der synoptischen Darstellung der Temperatur und besonders der Druckabweichungen beurteilt, die auf den monatlichen Abweichungskarten der dem Monsun vorangehenden heissen Jahreszeit dargestellt sind.

Diese Abweichungen erweisen sich als mehr oder weniger auch während des ganzen Südwestmonsuns fortdauernd und weisen auf

diejenigen Striche, welche durch die regenbringenden zyklonischen Wirbel der Regenzeit bevorzugt oder gemieden werden. Wie Blanford in seiner klassischen Arbeit über den Regenfall in Indien bewiesen hat, weisen sie mehr auf eine Abhängigkeit der Depressionsbahnen von einer vorherrschenden Verteilung des Luftdruckes, als auf eine blosse Beeinflussung des mittlern Luftdruckes durch den Vorübergang der barometrischen Depressionen hin.

Die Umstände, die den plötzlichen Ausbruch des Monsuns in der ersten Juniwoche bedingen, sind vor kurzem von Eliot in seiner Abhandlung über den Charakter der Luftbewegung auf den indischen Meeren und dem äquatorialen Gürtel während der Zeit des Südwestmonsuns anschaulich beschrieben worden, die im Januarhefte 1896 des »Quart. Journ. of the R. Meteorol. Soc.« erschienen ist.

Ein sorgfältiges Studium der indischen Monsunkarten und der Luftdruckverhältnisse über dem äquatorialen Gebiete hat gezeigt, dass die Nordwärtsbewegung der Sonne und die Ausbildung eines Wärmeherdes über dem Festlandgebiete von Indien die Wirkung hat, den nördlichen Abhang des äquatorialen atmosphärischen Thales abzuschwächen, in dessen Thalweg die normalen Nordost- und Südostpassate endigen, bezw. aufsteigen, und schliesslich die aufsteigende Bewegung des letztern zu hemmen. Sein infolge davon sich einstellender horizontaler Abfluss nach Norden, nach Art eines aufgestauten Lavastromes, nach dem neu entwickelten Herde aufsteigender Bewegung über den indischen Landmassen, stellt sich in der zweiten Hälfte des Mai ein, gleichzeitig mit einer plötzlichen Zunahme des Luftdruckes über dem Äquator und einer entsprechenden Ausbildung des nordwärts gerichteten Gradienten.

Diese plötzliche Umformung wird zudem anscheinend mehr beeinflusst durch Änderungen im Drucke südlich vom Äquator, die von der jahreszeitlichen Schwankung in der Stärke der permanenten Südpolarzyklone abhängen, als von irgend welchen lokalen Erscheinungen in Indien und Südasien, obwohl möglicherweise die allgemeinen Zustände über dem letztern dabei mitwirken.

Es ist also der südliche Indische Ozean das Gebiet, auf welches heute die Aufmerksamkeit derjenigen vor allem gerichtet ist, die den Monsun für Indien vorhersagen sollen. Dort suchen sie sich frühzeitig über die Änderungen in der »vis a tergo« zu unterrichten.

Sobald die Strömung das indische Landgebiet erreicht, füllt sie die lokalen Ungleichheiten in der dortigen Druckmulde aus; und da nach der Regel der Fortdauer des aufsteigenden Stromes solche lokalen Besonderheiten, wenn sie einmal sich eingestellt haben, die Tendenz haben, fortzudauern, so ist der Vorhersagende befähigt, die wahrscheinlichen örtlichen Abweichungen zu bestimmen, welche einen praktisch so wertvollen Teil der Vorhersage bilden; es geschieht dies auf der Voraussetzung eines normalen oder ungewöhnlich starken oder schwachen Monsuns — einer Unterscheidung, die gewöhnlich bei seinem ersten Auftreten erkennbar wird. Die Wirkungen dieser

und anderer geringerer örtlicher Einflüsse unterliegen nämlich alle ernsten Modifikationen durch

2. den Charakter und die Stärke der Monsunströmung im allgemeinen.

Es ist jetzt einer der festangenommenen Sätze der indischen Meteorologie, welche dem Fleisse und der Umsicht ihres jetzigen Leiters zu verdanken ist, dass die vorhergehenden, durch thermische Ursachen erzeugten örtlichen Anomalien über Indien zwar den Charakter der Luftströmung modifizieren und ihre örtlichen Wirkungen beeinflussen, keineswegs aber, wie es früher angenommen wurde, dessen nächste Ursache sind, und dass die Schwankungen in der allgemeinen Stärke und Art der Luftströmung zwischen den verschiedenen Jahren mehr das Ergebnis von Einwirkungen sind, welche südlich vom Äquator statthaben, als von den besondern Bedingungen über dem Landgebiete von Südasien.

Die Ausdehnung des Beobachtungsgebietes bis nach Mauritius und den Seychellen ist die logische Folge dieses Satzes; und obwohl das zur Zeit verfügbare Material in der Form meist empirisch ist, erweist es sich, dass die spätere wesentliche Einheit des Südostpassates und des Südwestmonsuns gestattet, frühe Nachrichten über den Charakter des erstern aus dem südlichen Ozean als empirisches Anzeichen des Wettercharakters zu benutzen, den der letztere tragen wird, sobald der Zusammenhang zwischen beiden über den Äquator hinweg sich hergestellt hat. Ein starker Passat lässt einen starken Monsun und also eine gute Regenzeit in Indien erwarten, ausser wo diesem örtliche Bedingungen entgegenwirken.

Die Vorhersage für den Sommermonsun wird um die vierte Woche des Mai vorläufig aufgestellt, aber zurückgehalten, bis Symptome des kommenden Monsuns sich in Bombay zeigen, um die letzten Nachrichten aufzunehmen. Dies geschieht durchschnittlich am 6. oder 7. Juni in Bombay, und es dauert dann oft zwei bis drei Wochen, bis er das Pandjab erreicht.

Die Ausarbeitung der Prognose für ein Gebiet, das halb so gross ist wie die Vereinigten Staaten, ist keine leichte Sache, da jeder Faktor von Eliot aufs sorgfältigste in Erwägung gezogen wird; sie nimmt, nachdem alle Karten und Daten fertiggestellt sind, eine Woche in Anspruch.

Zwei Punkte, von denen der landwirtschaftliche Wert der Monsunregen in solchem Masse abhängt, lassen sich gegenwärtig nur teilweise voraus erkennen: 1. die Wahrscheinlichkeit einer längern Unterbrechung in den Regen im Juli oder August, und 2. die Wahrscheinlichkeit eines ungewöhnlich frühen Aufhörens der Regen in Oberindien oder Bengalen. Jede Unterbrechung hängt hauptsächlich von der relativen Stärke der beiden Äste der Monsunströmung ab, indem sie stattfindet, wenn die vom Arabischen Meere kommende Luftströmung schwach ist, während dieses frühe Aufhören abhängt von dem frühen Eintritte des hohen Luftdruckes über

Nordwestindien und dem nördlichen Barma, wodurch der Gradient umgekehrt und der Monsun aus der Bai von Bengalen ausgetrieben wird. Diese Bedingungen können nur durch Analogie mit frühern Jahren, die ähnliche Züge darboten, auf Monate vorhergesagt werden. Nachdem sie sich aber einmal eingestellt haben, können sie benutzt werden, um die Wahrscheinlichkeit eines frühen oder späten Eintrittes der Regen mit dem Wintermonsun zu bestimmen.

Der Regenfall mit diesem letztern hat, so unbedeutend er im Vergleiche zu jenem des Sommers ist, grossen Wert für die Landwirtschaft, da von seiner Anwesenheit das Schicksal der »Rabi«-Ernte gänzlich abhängt.

Es ist zur Zeit nicht möglich, direkte Nachrichten über den Charakter des Wintermonsuns[1]) vor dessen Niedersteigen in die Ebene des nördlichen Indiens im Dezember zu erhalten, da dieser in einer Höhe von 10000 Fuss über dem Meere herrscht und seinen Wasserdampf in Stürmen niederschlägt, die über den Plateaus von Afghanistan und Persien ausgebreitet sind. Es ist indessen neuerdings ein Merkmal dafür in den vertikalen Anomalien des Luftdruckes der unmittelbar vorhergehenden Monate entdeckt worden. Wenn die Differenzen des Luftdruckes zwischen den Stationen in der Ebene und den Bergstationen in etwa 7000 Fuss Höhe grösser sind als im Durchschnitte, so ist dies ein Anzeichen dafür, dass der kommende Winter trocken und frei von Stürmen sein werde, sind sie kleiner, so gilt genau das Umgekehrte.

Da der Charakter des Wintermonsuns sich auffallend beständig zeigt — vermutlich weil er als obere Luftströmung von örtlichen und Bodeneinflüssen frei ist —, so erweist sich seine Vorhersage nach dieser blossen empirischen Aufeinanderfolge als merkwürdig zuverlässig.

Es kommen hierzu noch einige Aufeinanderfolgen, die vor einigen Jahren zuerst bemerkt wurden und zur Bestätigung der aus den vertikalen Luftdruckanomalien gezogenen Schlüsse Wert haben, z. B. die Wahrscheinlichkeit eines trockenen Winters nach einem schwachen und früh endenden Monsun und umgekehrt. Solche Aufeinanderfolgen sind indessen thatsächlich in einem allgemeinern Gesetz eingeschlossen, das anscheinend, wenn es auch zunächst nur empirisch in der Form ist, zu einer rationellen Erklärung der wichtigsten Schwankungen in beiden Monsunen zu führen vermag. Dieses Gesetz ist das Ergebnis einer kürzlich von Eliot ausgeführten Untersuchung über gewisse oszillatorische Druckveränderungen, welche dem ganzen Gebiete des Indischen Ozeans und Indiens gemeinsam sind.

Es hat sich gezeigt, dass die Monatsmittel des Luftdruckes in Indien einer Reihe von Schwankungen mit langer Periode und

---

[1]) Unter »Wintermonsun« versteht der Verfasser die obere südwestliche Luftströmung, nicht den sonst so bezeichneten Nordostmonsun; Blanford gebrauchte für die erstere den Namen »Antimonsun«.

ungefähr gleicher Amplitude unterliegen, die bis zu 1.7 *mm* ansteigt und in ihrer Dauer von 12 bis zu 24 Monaten schwankt; zwölf derselben haben in den letzten 20 Jahren stattgefunden.

Auf Mauritius finden dieselben Schwankungen in vollständig umgekehrtem Sinne statt; sie repräsentieren demnach grosse Fluktuationen in der jährlichen Luftbewegung, die zwischen Indien und dem südlichen Indischen Ozean in der Form von Monsunen vor sich geht. Sie sind in bezug auf die Phase direkt entgegengesetzt den vertikalen Anomalien. Mit andern Worten, diese Druckschwankungen stellen kompensierende Änderungen in dem horizontalen Lufttransporte über den Äquator und in den vertikalen Bewegungen am Nord- und Südende der Zirkulation vor, die aufs engste mit der Stärke und dem Charakter der Monsune verknüpft sind.

In ihrer Anwendung als Erfahrungssatz für die Wettervorhersage kann die Regel so gefasst werden: In Jahren, in denen die Luftdruckanomalie im Meeresspiegel derart ist, dass die Kurve während der Frühlingsmonate sinkt, kann man auf einen besonders regenreichen Südwestmonsun rechnen, und wiederum, wenn die Kurve dann ansteigt, wird es verhältnismässig trocken sein. Anderseits haben die Jahre mit ungewöhnlich starkem winterlichen Regenfalle zur Zeit des Nordostmonsuns die Tendenz, mit den Maxima jener Wellen der Druckanomalie zusammenzufallen, und Jahre geringern Winterregens mit den Minima derselben (im Meeresspiegel). Auf der Anhäufung solcher Aufeinanderfolgen und deren allmählicher Fassung in rationeller Form ist die Wissenschaft der Wettervorhersage auf lange Zeit voraus in Indien aufgebaut.

Das Auftreten der schweren Hungersnot in diesem Jahre ist ein Kommentar sowohl für den praktischen Wert der Monsunvorhersage, als für deren Grenzen. Von den vier Ursachen, welche Eliot in seiner Abhandlung über »Dürren und Hungersnöten in Indien« auseinandersetzt, die er dem meteorologischen Kongresse in Chicago 1893 vorgelegt hat, ist die jetzige Not der letzten zuzuschreiben, nämlich dem »ungewöhnlich frühen Aufhören der Regen des Südwestmonsuns. Dieser Umstand ist besonders verhängnisvoll für die Reisernten auf unbewässertem Boden.« Derselbe Umstand ist auch höchst verderblich für die Aussaat des Winter- oder »Rabi«-Getreides, welches im März reift, besonders wenn auch die Winterregen im Dezember und Januar nur spärlich sind.

Wie schon bemerkt, ist dieses frühe Aufhören des Südwestmonsuns eine der Erscheinungen, die zur Zeit noch ausserhalb der Wetterprognose liegen, obwohl es rasch offenbar wird, dass sie vom allgemeinen Zustande des Südostpassates auf dem Indischen Ozean abhängt. In dem »Forecast Circular«, das in diesem Jahre (1896) von Eliot unter dem Datum: »Simla, den 3. Juni«, herausgegeben wurde, ist die Aufmerksamkeit auf die Thatsache gelenkt worden, dass während der letzten zwei oder drei Jahre die »Ursachen für die grossen Schwankungen im Regenfalle von Indien offenbar in

abnormen Bedingungen ausserhalb des indischen Gebietes lagen und nicht in lokalen Eigentümlichkeiten oder abnormen meteorologischen Umständen in Indien selbst«.

Die Anomalien sind so bemerkenswert, dass sie in der folgenden Tabelle reproduziert sein mögen:

Jahr	Abweichung der Regenmenge vom Normalwerte in Indien	Desgleichen in Prozenten vom Mittel
1893	+ 227 *mm*	+ 22
1894	+ 165 »	+ 16
1895	— 74 »	— 7

Die dem Eintritte des Monsuns vorhergehenden Verhältnisse von Temperatur, Druck und Schneefall waren 1894 und 1895 fast identisch. Der Südostpassat war aber 1895 schwach, und das Ergebnis war ein ungenügender Monsun, der zudem drei Wochen früher als gewöhnlich endete.

Eine ähnliche Schwäche der Passate war auch in diesem Jahre bemerkbar, besonders bei den Seychellen. Deshalb fügte Eliot, obwohl er anerkennen musste, dass die lokalen Bedingungen günstig seien, den Vorbehalt hinzu: »Die Folgerungen sind mit mehr Vorsicht als gewöhnlich aufzunehmen«. Die Arena war für den Gladiator fertig, wenn er in gutem Zustande ankommen würde, aber der Kampf musste von seiner Stärke abhängen. Wie die Thatsachen gezeigt haben, war der Monsun-Gladiator nicht »up to form«, und das Gefecht endete einen Monat früher als gewöhnlich über ganz Nordindien und Barma, mit verhängnisvollen Folgen für die »Kharif«-Ernte. Es bleibt nun abzuwarten, ob die Winterregen unter oder über dem Mittel bleiben. Bis zum Ende dieses Monats (November), wo sich ihr Charakter in den vertikalen Druckanomalien erkennen lassen wird, kann eine vorläufige Prognose nur auf Grund der Regeln der Aufeinanderfolge aufgestellt werden.

Als Regel gilt, dass ein schwacher und früh aufhörender Monsun von schwachen Winterregen gefolgt wird. Also sind insoweit die Aussichten ernst. In solchem Falle ist aber, nach einer ebensolchen Regel der Aufeinanderfolge, die Regenmenge des nächstjährigen Sommermonsuns vermutlich ungewöhnlich gross, so dass die Hungersnot nicht länger als fernere sechs Monate dauern kann. Hoffen wir, dass die Anzeichen trügen, und dass andere Ursachen die gewöhnliche Reihenfolge über den Haufen werfen und einen guten Winterregenfall gestatten, der auf alle Fälle die Notzeit abkürzen würde, wenn er auch die Wirkungen des Unheils, das der September angerichtet hat, nicht aufheben könnte.

Es ist unmöglich, hier die strittige Frage mehr als nur zu streifen, inwieweit die Perioden der Sonnenflecken direkte Beziehungen zu den Monsunen in einer für die praktische Prognose verwendbaren Form zeigen. Zweifellos wird durch den Zustand der Sonne in allen Elementen des Wetters von Indien eine lange, wahrscheinlich elfjährige Schwankung von geringer Amplitude bewirkt, welche die Zeiten und besonders den Charakter der Sommer- und Winterregen

beeinflusst. Allein von Jahr zu Jahr ist diese Änderung zu gering und allzusehr von andern stärkern Schwankungen maskiert, welche von Wechseln in den Luftströmungen folgen, die schneller und weniger periodisch vor sich gehen, so dass sie in die jahreszeitliche Prognose nur als untergeordneter Faktor eintreten kann. Die Aufmerksamkeit der Behörde ist jetzt so sehr von diesen grössern einhalb- und zweijährigen Schwankungen in Anspruch genommen, dass sie sich der unzweifelhaft wichtigen Aufgabe der Feststellung des genauen Betrages der Sonnenfleckenperiode für die einzelnen Gegenden nicht zu widmen vermag.

Dass diese letztere indessen thatsächlich besteht, selbst in den Mitteln für das ganze Land, geht klar aus der folgenden Gruppierung der Jahresabweichungen für ganz Indien aus 1864 bis 1894 hervor, welche zeigt, dass die ganze Regenmenge etwas zu klein ist zur Zeit des Fleckenminimums und etwas zu gross in der entgegengesetzten Epoche.

Gruppe von Jahren	Anomalie der Regenmenge während des Südwestmonsuns ausgeglichene Zahlen
Die fünf Jahre um das Fleckenminimum . . .	— 10 *mm*
Die fünf Jahre um das Fleckenmaximum . . .	+ 53 »

Das Verhältnis zu den Sonnenflecken ist indessen in hohem Grade abhängig von der Örtlichkeit, indem es besonders ausgeprägt ist im Südwestmonsun über Ceylon und dem Carnatic, während in den Winterregen des nördlichen Indiens es sich mit entgegengesetzter Phase zeigt. Symptome eines frühen Auftretens des Monsuns in Jahren des Maximums und eines späten in Jahren des Minimums sind bemerkt worden; allein die allgemeine statistische Untersuchung der Frage auf rationeller Grundlage ist noch immer ein Desideratum, und zwar eines, das Eliot für wichtig genug hält, um die Aufmerksamkeit seiner Behörde zu beschäftigen, falls ihr die nötigen ergänzenden Hilfskräfte gegeben werden. Zur Zeit kann seine Ansicht über den Gegenstand, so weit dessen Wert für die praktische Prognose in Betracht kommt, folgendermassen ausgedrückt werden:

Nachdem alle andern Faktoren berücksichtigt sind, möge die Stellung des Jahres in der Fleckenperiode als ein Index für die Stetigkeit oder Veränderlichkeit seines allgemeinen Charakters genommen werden. So ist in Jahren des Fleckenmaximums der Monsun gleichmässiger verteilt, und sind die lokalen Anomalien dann minder ausgeprägt. Die Jahre um das Fleckenminimum dagegen zeichnen sich durch grössere örtliche Gegensätze und Unregelmässigkeiten aus. Ein Vergleich des Betrages der Anomalien mit den Sonnenflecken würde daher eine lohnende Untersuchung abgeben und vielleicht den Nachweis dafür liefern, dass diese denn doch eine viel grössere Wichtigkeit besitzen, als die geringen Schwankungen in den allgemeinen Durchschnitten heterogener Gebiete erkennen lassen.

Druck von Oskar Leiner in Leipzig. 42751